ISSN: 2687-1092

ААНИИ

ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ им. И.С. Грамберга

РУССКОЕ ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО * ОСНОВАНО В 1845 г. *
САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОЕ ГОРОДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ АРКТИКИ, СУБАРКТИКИ И СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Материалы ежегодной конференции
по результатам экспедиционных исследований

ВЫПУСК 12

11-12 декабря 2025 года

ААНИИ

Санкт-Петербург
2025

УДК 551.79
ISSN: 2687-1092
doi:10.24412/2687-1092

Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2025. Выпуск 12. 540 с.

Рецензируемый научный журнал содержит расширенные тезисы одноименной конференции, посвященной обсуждению результатов полевых работ, выполняемых в Арктике, Субарктике и на Северо-Западе России. Возможно заочное участие в конференции. В 2025 году конференция проводится в стенах Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) 11-12 декабря. Материалы представлены в нескольких разделах в алфавитном порядке: 1) Арктика и Субарктика, 2) Строение и динамика многолетнемерзлых пород, 3) Северо-Запад России, 4) Другие регионы. Сборник статей размещается на официальном сайте ВНИИОкеангеология, а также на сайте конференции http://www.evgengusev.narod.ru/seminar5/conference.html.

Отв. ред. – Е.А. Гусев

Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2025. Issue 12. 540 p.

This peer-reviewed scientific journal contains extended abstracts from the conference of the same name. The conference is dedicated to the discussion of the results of fieldwork conducted in the Arctic, Subarctic, and Northwest Russia. Remote participation is possible. In 2025, the conference will be held at the Arctic and Antarctic Research Institute (AARI) on December 11-12. The materials are presented in several sections – 1) Arctic and Subarctic, 2) Structure and dynamics of permafrost, 3) North-West of Russia, 4) Other regions in alphabetical order. The collection of articles is posted on the official website of VNIIOkeangeologiya, as well as on the conference website http://www.evgengusev.narod.ru/seminar5/conference.html.

Ed. - E.A. Gusev

На обложке – стрендфлет, равнина Митра,
Западный Шпицберген, фото Е.А. Гусева

© ВНИИОкеангеология
© ААНИИ
© РГО
© Коллектив авторов

ПРОГРАММА ДОКЛАДОВ НА КОНФЕРЕНЦИИ

ФГБУ «Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт»,
Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38, Средний зал Ученого совета

11 декабря 2025 года

9:30 – Регистрация

9:40 - Открытие конференции. Приветственное слово директора ААНИИ *А.С. Макарова,* зам. ген. дир. ВНИИОкеангеология *Гусева Е.А.*

СЕКЦИЯ АРКТИКА И СУБАРКТИКА

10:00 *Кашдан А.И., Шейнкман В.С.* Остров Гершеля (Канадская Арктика) – проблема происхождения с позиций палеокриологии (онлайн)

10:15 *Большиянов Д.Ю., Веркулич С.Р., Ашик И.М., Макаров А.С., Правкин С.А., Аксенов А.О.* Новая книга «изменения уровня моря в полярных областях земли в последние сотни и тысячи лет»

10:30 *Рыбалко А.Е., Полудеткина Е.Н., Потемка А.К., Рябчук Д.В., Токарев М.Ю., Ольнева Т.В., Аксенов А.О., Коточкова Ю.А., Румянцева А.К., Симонова А.К.* Плавучий университет МГУ-Юнеско - результаты изучения четвертичных отложений в рейсе TTR-24 в 2025 году

10:45 *Полудеткина Е.Н., Потемка А.К., Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Сигачева Л.Ю., Головенко А.В.* Результаты экспедиционных исследований в зонах флюидной разгрузки Северо-Карского и Лаптевоморского шельфа (рейс TTR-24)

11:00 *Рокос С.И., Куликов С.Н.* Температура и засоленность грунтов криолитозоны мелководной акватории Печорского моря

11:15 – 11:40 Кофе-брейк

11:40 *Мещеряков Н.И., Пуговкин Д.В., Усягина И.С., Иванова Н.С., Венгер М.П.* Озёрная и морская седиментация на восточном Мурмане в позднем голоцене: геохронологические, климатические и микробиологические аспекты

11:55 *Окунев А.С., Бердинских Д.В., Гусев Е.А., Соловьева Д.А.* Комплексы морских террас и особенности строения континентальных и морских отложений неоплейстоцен-голоценового возраста северо-западного побережья архипелага Шпицберген (полуостровов Митры, Брёггера) и областей внутренних фиордов (Кросс-фиорд, Конгс-фиорд)

12:10 *Зинченко А.Г., Егоров С.В., Фирсов Ю.Г., Булаткина К.И., Иванов М.В., Колосков Е.Н., Леонова Н.Е.* Новые результаты изучения рельефа дна Евразийского бассейна и топонимики Северного Ледовитого океана

12:25 *Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Сергеев А.Ю., Буданов Л.М., Рябчук Д.В., Нестерова Е.Н., Неевин А.И.* Результаты геохимического изучения грунтовых колонок, отобранных в Беренговом проливе

12:40 *Пергало П.Н.* Лайский феномен: циртодариевы слои в Большеземельской тундре

13:00-14:00 Перерыв на обед

СЕКЦИЯ СЕВЕРО-ЗАПАД РОССИИ

14:00 *Зарецкая Н.Е., Шухвостов Р.С., Карпухина Н.В., Качалов А.Ю., Десинов В.Л.* Транс-Евразийская система стока на северо-западе европейской территории России в позднем неоплейстоцене

14:15 *Баранов Д.В., Зарецкая Н.Е., Качалов А.Ю., Десинов В.Л., Шухвостов Р.С., Панин А.В.* Не вдоль, а поперёк: результаты геолого-геоморфологических работ 2025 года в долине реки Вычегды

14:30 *Гарага А.Л., Борисик А.Л., Соловьянова И.Ю.* Опыт обустройства термометрических скважин в республике Саха (Якутия) на примере озёрной гидрометеорологичекой станции Чернышевский и аэрологической метеостанции Вилюйск

14:45 *Большиянов Д.Ю., Крылов А.В., Аникина Н.Ю., Молодьков А.Н., Пушина З.В.* Морские ленточнослоистые отложения Келколовского карьера (Ленинградская область) и подстилающие их глинистые алевриты мгинской толщи

15:00 *Комагорова М.А. Украинцев В.Ю., Качалов А.Ю.* О существовании стока вод из Приильменской низины на запад через Порховскую ложбину

15:15 *Сапелко Т.В., Русанов А.Г., Газизова Т.Ю., Василюк В.А., Куцай А.А., Ямпольский М.В.* Палеолимнологические исследования на острове Валаам в Ладожском озере

15:30 *Дружинина О.А., Сходнов И.Н., Бурко А.А.* Новые данные о МИС 2 юго-восточной Прибалтики

15:45 – 16:00 Кофе-брейк

СЕКЦИЯ СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

16:00 *Демидов Н.Э., Новиков А.Л.* Новые данные о распространении и природе мерзлых торфяников на Кольском полуострове

16:15 *Анисимов О.А., Морозов А.П.* Геокриологический реанализ: современное состояние и перспективы дальнейшего развития – с.

16:30 *Облогов Г.Е., Васильев А.А., Малкова Г.В., Белова Н.Г.* Темпы изменений температуры воздуха и мерзлоты западного сектора российской Арктики (онлайн)

16:45 *Хомутов А.В., Лейбман М.О.* Регулярные полевые и дистанционные наблюдения как основа оценки динамики криогенного оползания и картографирования его опасности на центральном Ямале

17:00 *Ривкин Ф.М., Булдович С.Н.* Закономерности формирования криогенного рельефа, как результат парагенезиса оттаивания и промерзания грунтов

17:15 *Андрюшин Д.С., Разумовский Р.О., Сидорова Т.А.* Положение кровли высокотемпературных многолетнемерзлых пород и их геоэлектрические свойства (на примере бассейна реки Малая Гравийка, район города Игарка)

17:30 *Болтрамович С.Ф., Рубинов Л.Б.* Новые данные о конусах разрушения в Ленинградской области

17:45 *Ширяев А.Г., Григорьев А.А.* Взаимосвязь экологической структуры дереворазрушающих грибов с параметрами древостоев плато Путорана (онлайн)

18:00 Обмен мнениями

18:15 ***ФУРШЕТ***

12 декабря 2025 года

СЕКЦИЯ АРКТИКА И СУБАРКТИКА

10:00 *Шейнкман В.С., Седов С.Н., Русаков А.В.* Новые данные о коэволюционном развитии севера Западной Сибири в квартере

10:20 *Аксенов А.О., Рыбалко А.Е., Рябчук Д.В., Полудеткина Е.Н., Коточкова Ю.А., Потемка А.К., Токарев М.Ю., Ахманов Г.Г.* Природа куполообразных поднятий микрорельефа дна моря Лаптевых (результаты экспедиции TTR-24)

10:35 *Смагличенко Т.А., Саянкина М.К., Смагличенко А.В.* Район Оксафьердур, Гренландское море: движение материала в голоценовом осадочном слое, вызванное землетрясением (онлайн)

10:50 *Котенков А.В., Лебедева Е.В.* Рельеф и современные геоморфологические процессы в Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии (восточная Камчатка)

11:05 *Элькина Д.В., Хоснуллина Т.И., Баженова И.Д., Гетман К.В., Пискарев А.Л., Черенковская А.А.* Успехи палеомагнитных исследований донных морских осадков, отобранных в ходе экспедиций «Северный Полюс-41» и «Северный Полюс-42»

11:20 – 11:40 Кофе-брейк

11:40 *Дернова А.С., Аксенов А.О., Пирогова А.С., Пухов Т.Д., Ошкин А.Н.* Предварительные результаты ультразвуковых исследований слабо консолидированных морских осадков арктического шельфа по материалам экспедиции TTR-24

11:55 *Жунусова О.Р., Нестерова Н.В., Землянскова А.А., Кудяков Э.Х., Макарьева О.М.* Результаты современных наблюдений и моделирования речного стока на гольцовом водосборе ручья Морозова (Верхнеколымское нагорье) за 2025 год

12:10 *Прокопьева К.Н., Конева У.А.* Закономерности плановых переформирований в дельте реки Лены

12:25 *Шихирина К.А., Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Коваленко Н.А., Буланова А.А., Толмачев А.Э.* Литология донных отложений озер на мурманском побережье Баренцева моря (полуостров Рыбачий, Мурманская область)

12:40 ***ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ПОСТЕРНЫХ ДОКЛАДОВ***

13:10-14:00 Перерыв на обед

СЕКЦИЯ СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

14:00 *Лебедева Л.С., Павлова Н.А.* Стабильные изотопы воды как индикатор источников питания подземных и поверхностных вод в сплошной криолитозоне центральной Якутии

14:20 *Гинзбург А.П., Ходжаева А.К., Чернова В.А., Факащук Н.Ю., Хомутов А.В., Лупачев А.В.* Взаимообусловленное строение мерзлотных почв и верхних горизонтов мерзлых пород на севере Гыданского полуострова

14:40 *Борцов А.В.* Особенности формирования геокриологических условий Лама-Пясинского района в голоцене

15:00 *Малкова Г.В.* Мониторинг, моделирование и прогноз пространственно-временного изменения температуры пород на площадке Кумжа в дельте реки Печора

15:20 – 15:30 Кофе-брейк

15:30 *Лаптева Е.Г., Зарецкая Н.Е., Котенков А.В., Баранов Д.В.* Результаты полевых исследований многолетнемерзлых торфяников в Малоземельской тундре (озеро Голодная губа, Ненецкий автономный округ) (онлайн)

15:45 *Землянскова А.А., Макарьева О.М., Оленченко В.В.* Глубина сезонного промерзания пород наледной поляны в долине реки Анмангында и ее связь с толщиной наледи (онлайн)

16:00 *Макарьева О.М., Жунусова О.Р., Никитина П.А., Нестерова Н.В., Землянскова А.А.* Прогнозирование мощности сезонно-талого слоя на территории Магаданской области с использованием модели Гидрограф (онлайн)

16:15 *Никитина П.А., Дунаев А.В., Землянскова А.А., Нестерова Н.В., Макарьева О.М.* Оценка лавинной опасности на территории Магаданской области по данным автоматической сети наблюдений за снежным покровом

16:30 *Морозов А.П.* Применение динамической модели многолетнемёрзлых грунтов для расчёта водно-теплового режима болот криолитозоны Западной Сибири в условиях изменения климата

16:45 *Украинцев В.Ю., Качалов А.Ю.* Динамика русловых систем юга Сибири в конце плейстоцена и голоцене

17:00 *Самохвалов Н.Д., Маслаков А.А., Лупачев А.В., Гинзбург А.П.* Криогенное строение верхних горизонтов многолетнемерзлых пород приморских равнин восточной Чукотки по результатам полевых работ 2025 года

СЕКЦИЯ СЕВЕРО-ЗАПАД РОССИИ

17:15 *Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Городилов А.Ю.* Новый разрез послеледниковых отложений в устье реки Охты

17:30 *Орлов А.В., Гасымова И.И., Потахин М.С., Кублицкий Ю.А.., Субетто Д.А.* Результаты экспедиционных исследований на озере Полевское (март 2025 года)

17:45 *Суворова А.Н., Садоков Д.О., Савельева Л.А.* Первые результаты изучения донных отложений озера Згонское, Молого-Шекснинская низменность

18:00 Закрытие конференции

ПОСТЕРНАЯ СЕКЦИЯ:

Абрамов Д.А., Михайлова А.А., Макарьева О.М., Жунусова О.Р., Никитина П.А., Землянскова А.А., Нестерова Н.В. Пространственно-временное изменение глубины сезонного оттаивания пород Верхнеколымского нагорья

Бартова А.В., Бондарев А.Н. «Царицына гора»: рельеф, геологическое строение, природные и историко-культурные особенности (поселок Шапки, Ленинградская область)

Богородский П.В., Сидорова О.Р. Влияние конвекции воздуха в снежном покрове на промерзание лежащего под ним грунта

Бурдак Д.В., Хомутов А.В., Данько М.М. Результаты полевого мониторинга термоцирков на центральном Ямале в 2025 г.

Дунаев А.В., Кузякин Л.П., Лупачёв А.В., Самохвалов Н.Д., Николаева Е.С., Кажукало Г.А., Прядилина А.В., Наумов А.Д. Метан в пластовых льдах центрального и западного Ямала как индикатор их генезиса

Казбанова Ю.Н. Долинные формы в рельефе дна юго-восточной части Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана (по данным отечественных съёмок МЛЭ)

Коточкова Ю.А., Рыбалко А.Е., Рябчук Д.В. Литология донных отложений северной части Карского моря по результатам экспедиции TTR-24

Кузнецов Е.А., Хоснуллина Т.И., Бочкарев А.В., Яржембовский Я.Д., Богин В.А. Предварительные результаты палеомагнитных исследований по данным экспедиций 2024, 2025 годов в Беринговом море

Левкова Д.Н., Пронина А.В., Рубцов П.Г. Результаты полевых исследований озер на территории от юга Мурманской области до востока Ленинградской области

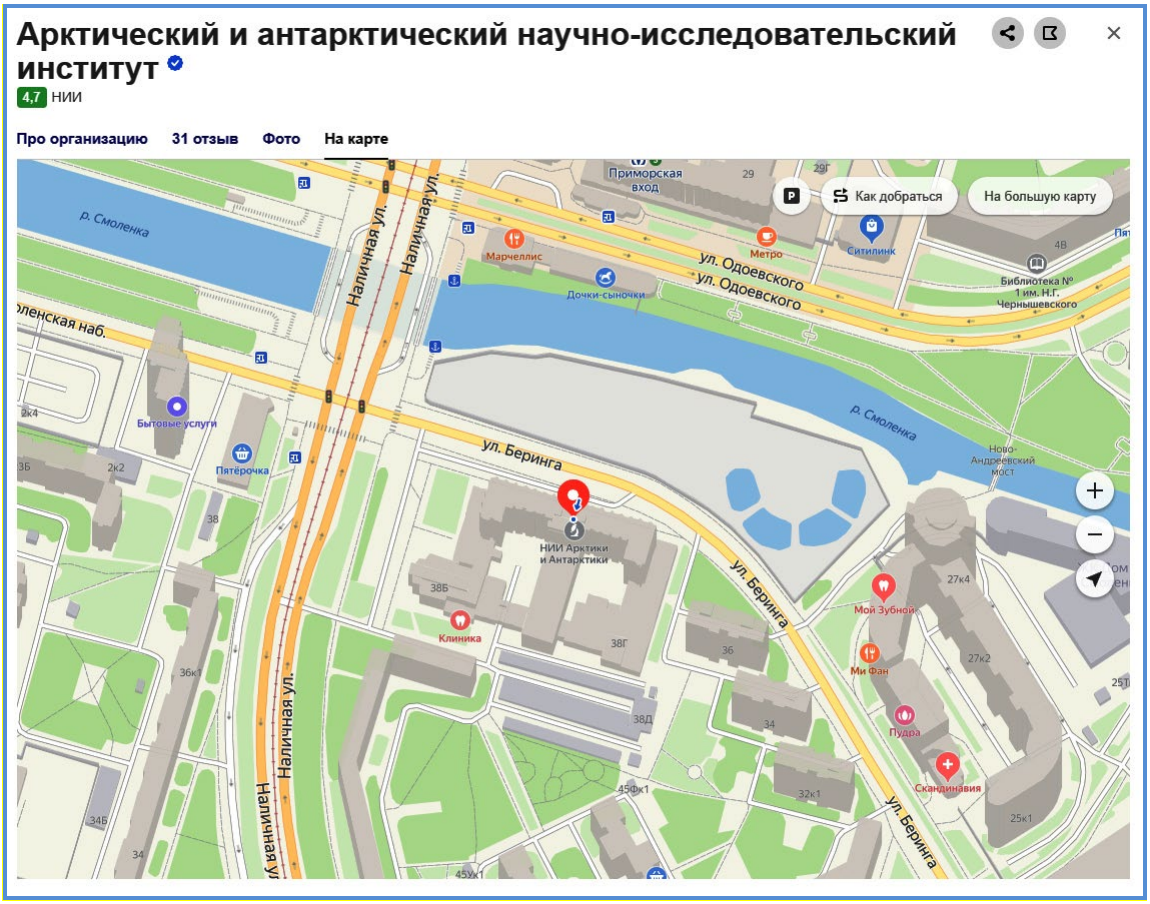
Липкина А.Е., Элькина Д.В., Хоснуллина Т.И., Гетман К.В., Гусев Е.А., Малышев С.А., Богин В.А., Карташёв А.О., Фильчук К В., Макаров А.С. Предварительные результаты первичной оценки разреза донных морских осадков восточного склона котловины Нансена на основе комплексного анализа магнитной восприимчивости и радиометрических измерений

Литвиненко И.В., Куршева А.В., Моргунова И.П. Геохимическая характеристика рассеянного органического вещества четвертичных донных отложений района желоба Стур-фиорд (Баренцево море)

Мартиросян М.О., Кузякин Л.П., Семёнов П.Б., Киль А.О. Метан в голоценовом полигонально-жильном льду нижнего Приобья

Торгунакова Е.А.,Кузякин Л.П., Макшаев Р.Р., Кречетов П.П., Юров Ф.Д., Маслаков А.А. Литолого-геохимическая характеристика активного слоя многолетнемерзлых отложений нижнего Приобья

Фомичева Е.Д., Соловьева Д.А., Пушина З.В., Окунев А.С., Веркулич С.Р. Диатомовые комплексы из голоценовых отложений в долине Семмельдален (Земля Норденшельда, архипелаг Шпицберген)



XII ежегодная международная конференция «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России» состоится **11-12 декабря 2025 г.** в Санкт-Петербурге. Заседания будут проходить в здании Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ул. Беринга, 38), рядом – ст. метро «Приморская».

СОДЕРЖАНИЕ:

АРКТИКА И СУБАРКТИКА

Аксенов А.О., Рыбалко А.Е., Рябчук Д.В., Полудеткина Е.Н., Коточкова Ю.А., Потемка А.К., Токарев М.Ю., Ахманов Г.Г. Природа куполообразных поднятий микрорельефа дна моря Лаптевых (результаты экспедиции TTR-24) – с. 13-18.

Большиянов Д.Ю., Веркулич С.Р., Ашик И.М., Макаров А.С., Правкин С.А., Аксенов А.О. Новая книга «изменения уровня моря в полярных областях земли в последние сотни и тысячи лет» – с. 19-25.

Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Сергеев А.Ю., Буданов Л.М., Рябчук Д.В., Нестерова Е.Н., Неевин А.И. Результаты геохимического изучения грунтовых колонок, отобранных в Беринговом проливе – с. 26-34.

Гуков А.Ю. Донные осадки и доные биоценозы Анабаро-Ленской полыньи – с. 35-41.

Дернова А.С., Аксенов А.О., Пирогова А.С., Пухов Т.Д., Ошкин А.Н. Предварительные результаты ультразвуковых исследований слабо консолидированных морских осадков арктического шельфа по материалам экспедиции TTR-24 – с. 42-48.

Жарков В.А., Шуйский А.С. Минералогический (палеогипсовый) индикатор четвертичных ингрессий в долины северных рек России: проверка и практическое применение – с. 49-61.

Жунусова О.Р., Нестерова Н.В., Землянскова А.А., Кудяков Э.Х., Макарьева О.М. Результаты современных наблюдений и моделирования речного стока на гольцовом водосборе ручья Морозова (Верхнеколымское нагорье) за 2025 год – с. 62-66.

Зинченко А.Г., Егоров С.В., Фирсов Ю.Г., Булаткина К.И., Иванов М.В., Колосков Е.Н., Леонова Н.Е. Новые результаты изучения рельефа дна Евразийского бассейна и топонимики Северного Ледовитого океана – с. 67-78.

Казбанова Ю.Н. Долинные формы в рельефе дна юго-восточной части Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана (по данным отечественных съёмок МЛЭ) – с. 79-86.

Кашдан А.И., Шейнкман В.С. Остров Гершеля (Канадская Арктика) – проблема происхождения с позиций палеокриологии – с. 87-94.

Коточкова Ю.А., Рыбалко А.Е., Рябчук Д.В. Литология донных отложений северной части Карского моря по результатам экспедиции TTR-24 – с. 95-103.

Липкина А.Е., Элькина Д.В.,. Хоснуллина Т.И., Гетман К.В., Гусев Е.А., Малышев С.А., Богин В.А., Карташёв А.О., Фильчук К В., Макаров А.С. Предварительные результаты первичной оценки разреза донных морских осадков восточного склона котловины Нансена на основе комплексного анализа магнитной восприимчивости и радиометрических измерений – с. 104-109.

Литвиненко И.В., Куршева А.В., Моргунова И.П. Геохимическая характеристика рассеянного органического вещества четвертичных донных отложений района желоба Стур-фиорд (Баренцево море) – с. 110-121.

Мещеряков Н.И., Пуговкин Д.В., Усягина И.С., Иванова Н.С., Венгер М.П. Озёрная и морская седиментация на восточном Мурмане в позднем голоцене: геохронологические, климатические и микробиологические аспекты – с. 122-127.

Окунев А.С., Бердинских Д.В., Гусев Е.А., Соловьева Д.А. Комплексы морских террас и особенности строения континентальных и морских отложений неоплейстоцен-голоценового возраста северо-западного побережья архипелага Шпицберген (полуостровов Митры, Брёггера) и областей внутренних фиордов (Кросс-фиорд, Конгс-фиорд) – с. 128-134.

Пергало П.Н. Лайский феномен: циртодариевы слои в Большеземельской тундре – с. 135-145.

Полудеткина Е.Н., Потемка А.К., Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Сигачева Л.Ю., Головенко А.В. Результаты экспедиционных исследований в зонах флюидной разгрузки Северо-Карского и Лаптевоморского шельфа (рейс TTR-24) – с. 146-152.

Прокопьева К.Н., Конева У.А. Закономерности плановых переформирований в дельте реки Лены – с. 153-164.

Рокос С.И., Куликов С.Н. Температура и засоленность грунтов криолитозоны мелководной акватории Печорского моря – с. 165-176.

Рыбалко А.Е., Полудеткина Е.Н., Потемка А.К., Рябчук Д.В., Токарев М.Ю., Ольнева Т.В., Аксенов А.О., Коточкова Ю.А., Румянцева А.К., Симонова А.К. Плавучий университет МГУ-Юнеско - результаты изучения четвертичных отложений в рейсе TTR-24 в 2025 году – с. 177-189.

Смагличенко Т.А., Саянкина М.К., Смагличенко А.В. Район Оксафьердур, Гренландское море: движение материала в голоценовом осадочном слое, вызванное землетрясением – с. 190-198

Фомичева Е.Д., Соловьева Д.А., Пушина З.В., Окунев А.С., Веркулич С.Р. Диатомовые комплексы из голоценовых отложений в долине Семмельдален (Земля Норденшельда, архипелаг Шпицберген) – с.. 199-203.

Шейнкман В.С., Седов С.Н., Русаков А.В. Новые данные о коэволюционном развитии севера Западной Сибири в квартере – с. 204-216.

Ширяев А.Г., Григорьев А.А. Взаимосвязь экологической структуры дереворазрушающих грибов с параметрами древостоев плато Путорана – с. 217-224.

Шихирина К.А., Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Коваленко Н.А., Буланова А.А., Толмачев А.Э. Литология донных отложений озер на мурманском побережье Баренцева моря (полуостров Рыбачий, Мурманская область) – с. 225-230.

Элькина Д.В., Хоснуллина Т.И., Баженова И.Д., Гетман К.В., Пискарев А.Л., Черенковская А.А. Успехи палеомагнитных исследований донных морских осадков, отобранных в ходе экспедиций «Северный Полюс-41» и «Северный Полюс-42» – с. 231-233.

СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Абрамов Д.А., Михайлова А.А., Макарьева О.М., Жунусова О.Р., Никитина П.А., Землянскова А.А., Нестерова Н.В. Пространственно-временное изменение глубины сезонного оттаивания пород Верхнеколымского нагорья – с. 234-241.

Андрюшин Д.С., Разумовский Р.О., Сидорова Т.А. Положение кровли высокотемпературных многолетнемерзлых пород и их геоэлектрические свойства (на примере бассейна реки Малая Гравийка, район города Игарка) – с. 242-249.

Анисимов О.А., Морозов А.П. Геокриологический реанализ: современное состояние и перспективы дальнейшего развития – с. 250-253.

Богородский П.В., Сидорова О.Р. Влияние конвекции воздуха в снежном покрове на промерзание лежащего под ним грунта – с. 254-256.

Борцов А.В. Особенности формирования геокриологических условий Лама-Пясинского района в голоцене – с. 257-269.

Бурдак Д.В., Хомутов А.В., Данько М.М. Результаты полевого мониторинга термоцирков на центральном Ямале в 2025 г. – с. 270-275.

Гарага А.Л., Борисик А.Л., Соловьянова И.Ю. Опыт обустройства термометрических скважин в республике Саха (Якутия) на примере озёрной гидрометеорологичекой станции Чернышевский и аэрологической метеостанции Вилюйск – с. 276-278.

Гинзбург А.П., Ходжаева А.К., Чернова В.А., Факащук Н.Ю., Хомутов А.В., Лупачев А.В. Взаимообусловленное строение мерзлотных почв и верхних горизонтов мерзлых пород на севере Гыданского полуострова – с. 279-288.

Демидов Н.Э., Новиков А.Л. Новые данные о распространении и природе мерзлых торфяников на Кольском полуострове – с. 289-296.

Дунаев А.В., Кузякин Л.П., Лупачёв А.В., Самохвалов Н.Д., Николаева Е.С., Кажукало Г.А., Прядилина А.В., Наумов А.Д. Метан в пластовых льдах центрального и западного Ямала как индикатор их генезиса – с. 297-308.

Землянскова А.А., Макарьева О.М., Оленченко В.В. Глубина сезонного промерзания пород наледной поляны в долине реки Анмангында и ее связь с толщиной наледи – с. 309-313.

Лаптева Е.Г., Зарецкая Н.Е., Котенков А.В., Баранов Д.В. Результаты полевых исследований многолетнемерзлых торфяников в Малоземельской тундре (озеро Голодная губа, Ненецкий автономный округ) – с. 314-321.

Лебедева Л.С., Павлова Н.А. Стабильные изотопы воды как индикатор источников питания подземных и поверхностных вод в сплошной криолитозоне центральной Якутии – с. 322-328.

Макарьева О.М., Жунусова О.Р., Никитина П.А., Нестерова Н.В., Землянскова А.А. Прогнозирование мощности сезонно-талого слоя на территории Магадансой области с использованием модели Гидрограф – с. 329-334.

Малкова Г.В. Мониторинг, моделирование и прогноз пространственно-временного изменения температуры пород на площадке Кумжа в дельте реки Печора – с. 335-345.

Мартиросян М.О., Кузякин Л.П., Семёнов П.Б., Киль А.О. Метан в голоценовом полигонально-жильном льду нижнего Приобья – с. 346-355.

Морозов А.П. Применение динамической модели многолетнемёрзлых грунтов для расчёта водно-теплового режима болот криолитозоны Западной Сибири в условиях изменения климата – с.356-358.

Никитина П.А., Дунаев А.В., Землянскова А.А., Нестерова Н.В., Макарьева О.М. Оценка лавинной опасности на территории Магаданской области по данным автоматической сети наблюдений за снежным покровом – с. 359-364.

Облогов Г.Е., Васильев А.А., Малкова Г.В., Белова Н.Г. Темпы изменений температуры воздуха и мерзлоты западного сектора российской Арктики – с. 365-371.

Ривкин Ф.М., Булдович С.Н. Закономерности формирования криогенного рельефа, как результат парагенезиса оттаивания и промерзания грунтов – с. 372-380.

Самохвалов Н.Д., Маслаков А.А., Лупачев А.В., Гинзбург А.П. Криогенное строение верхних горизонтов многолетнемерзлых пород приморских равнин восточной Чукотки по результатам полевых работ 2025 года – с. 381-387.

Торгунакова Е.А.,Кузякин Л.П., Макшаев Р.Р., Кречетов П.П., Юров Ф.Д., Маслаков А.А. Литолого-геохимическая характеристика активного слоя многолетнемерзлых отложений нижнего Приобья – с. 388-395.

Хомутов А.В., Лейбман М.О. Регулярные полевые и дистанционные наблюдения как основа оценки динамики криогенного оползания и картографирования его опасности на центральном Ямале – с. 396-402.

СЕВЕРО-ЗАПАД РОССИИ

Баранов Д.В., Зарецкая Н.Е., Качалов А.Ю., Десинов В.Л., Шухвостов Р.С., Панин А.В. Не вдоль, а поперёк: результаты геолого-геоморфологических работ 2025 года в долине реки Вычегды – с. 403-410.

Бартова А.В., Бондарев А.Н. «Царицына гора»: рельеф, геологическое строение, природные и историко-культурные особенности (поселок Шапки, Ленинградская область) – с. 411-418.

Болтрамович С.Ф., Рубинов Л.Б. Новые данные о конусах разрушения в Ленинградской области – с. 419-428.

Большиянов Д.Ю., Крылов А.В., Аникина Н.Ю., Молодьков А.Н., Пушина З.В. Морские ленточнослоистые отложения Келколовского карьера (Ленинградская область) и подстилающие их глинистые алевриты мгинской толщи – с. 429-435.

Дружинина О.А., Сходнов И.Н., Бурко А.А. Новые данные о МИС 2 юго-восточной Прибалтики – с. 436-440.

Зарецкая Н.Е., Шухвостов Р.С., Карпухина Н.В., Качалов А.Ю., Десинов В.Л. Транс-Евразийская система стока на северо-западе европейской территории России в позднем неоплейстоцене – с. 441-447.

Комагорова М.А. Украинцев В.Ю., Качалов А.Ю. О существовании стока вод из Приильменской низины на запад через Порховскую ложбину – с. 448-453.

Крылов А.В. О результатах изучения кайнозойских образований, останцов и дислоцированных пород ордовика, их фауны и минералов у края глинта в окрестностях Санкт-Петербурга – с. 454-464.

Левкова Д.Н., Пронина А.В., Рубцов П.Г. Результаты полевых исследований озер на территории от юга Мурманской области до востока Ленинградской области – с. 465-470.

Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Городилов А.Ю. Новый разрез послеледниковых отложений в устье реки Охты – с. 471-476.

Орлов А.В., Гасымова И.И., Потахин М.С., Кублицкий Ю.А.., Субетто Д.А. Результаты экспедиционных исследований на озере Полевское (март 2025 года) – с. 477-481.

Сапелко Т.В., Русанов А.Г., Газизова Т.Ю., Василюк В.А., Куцай А.А., Ямпольский М.В. Палеолимнологические исследования на острове валаам в ладожском озере – с. 482-488.

Суворова А.Н., Садоков Д.О., Савельева Л.А. Первые результаты изучения донных отложений озера Згонское, Молого-Шекснинская низменность – с. 489-496.

ДРУГИЕ РЕГИОНЫ

Котенков А.В., Лебедева Е.В. Рельеф и современные геоморфологические процессы в Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии (восточная Камчатка) – с. 497-505.

Кузнецов Е.А., Хоснуллина Т.И., Бочкарев А.В., Яржембовский Я.Д., Богин В.А. Предварительные результаты палеомагнитных исследований по данным экспедиций 2024, 2025 годов в Беринговом море – с. 506-512.

Украинцев В.Ю., Качалов А.Ю. Динамика русловых систем юга Сибири в конце плейстоцена и голоцене – с. 513-515

Шатравин В.И. Основные причины сложностей и противоречий в климатостратиграфии и палеогляциологии четвертичного периода горных стран и некорректность привязки их климатохронов к изотопно-кислородной шкале – с. 516-539.

СЕКЦИЯ АРКТИКА И СУБАРКТИКА

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-13-18

ПРИРОДА КУПОЛООБРАЗНЫХ ПОДНЯТИЙ МИКРОРЕЛЬЕФА ДНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ (РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИИ TTR-24)

✉ *Аксенов А.О.* [1,2,3], *Рыбалко А.Е.* [2,4], *Рябчук Д.В.* [1], *Полудеткина Е.Н.* [5], *Коточкова Ю.А.* [5], *Потемка А.К.* [5,6], *Токарев М.Ю.* [5], *Ахманов Г.Г.* [5]

[1] ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург, Россия
[2] Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия
[3] ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия
[4] ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
[5] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[6] ООО «Центр анализа сейсмических данных», Москва, Россия
✉ *aksenov2801@gmail.com*

В ходе экспедиции TTR-24 Плавучего университета ЮНЕСКО-МГУ в 2025 году на шельфе моря Лаптевых были обнаружены не известные ранее формы рельефа, представляющие собой отдельные куполообразные поднятия высотой 1-2 м. На полигоне, где эти формы отмечены, были выполнены комплексные геолого-геофизические исследования с целью изучения морфологии и строения этих форм, состава слагающих их отложений. Выполнена интерпретация материалов сейсмо- и гидроакустических данных, вещественного состава и текстуры осадков. Проанализирована газовая фаза осадка. Выдвинуты два альтернативных предположения о происхождении этих поднятий. Рассматривается криогенная и грязевулканическая модель их образования. Определены пути дальнейшего изучения обозначенных вопросов.

Ключевые слова: *Море Лаптевых, TTR, субаквальная геоморфология, сейсморазведка высокого разрешения, акустическое профилирование, многолучевое эхолотирование, геологический пробоотбор, флюидогенный рельеф, пингоподобные формы, грязевой вулканизм*

Введение. Со 19 августа по 30 сентября 2025 года на борту научно-исследовательского судна «Академик Борис Петров» состоялась научно-образовательная геолого-геофизическая экспедиция TTR-24 программы «Training-through-Research» Плавучего Университета ЮНЕСКО-МГУ в акваторию морей Карского и Лаптевых. В ходе рейса на полигоне детальных исследований, расположенном на внешнем шельфе моря Лаптевых, на данных съемки многолучевого эхолота были обнаружены небольшие куполообразные поднятия (рис. 1). В результате выполнено изучение этих объектов комплексом набортных методов и отобраны образцы для лабораторного анализа. В работе представлены предварительные результаты исследований и рассмотрены гипотезы, выдвинутые относительно генезиса обнаруженных построек.

Методы. В экспедиции были выполнены геофизические исследования разреза донных отложений, гидроакустические исследования приповерхностных осадков и поверхности дна, геологические и геохимические исследования кернов донных отложений. Геофизическая часть включала в себя сейсморазведку высокого разрешения (СВР МОВ ОГТ) и магнитометрическую съемку. В группу гидроакустических методов входили акустическое профилирование (АПр), гидрографическая съемка многолучевым эхолотом (МЛЭ), измерение скорости звука в водной толще. Геологические исследования осуществлялись методом геологического пробоотбора ударной гравитационной трубкой. Извлеченные керны впоследствии фотодокументировались и описывались. Кроме того, выполнялось определение физических свойств донных отложений (магнитной восприимчивости, скорости прохождения звука, плотности, увлажненности и сопротивления сдвигу). В ходе осуществления геохимических исследований на кернах

производились измерения Eh и pH по разрезу, отбор проб для анализа газовой фазы и битуминологических исследований органического вещества, а также опробование для изучения состава поровых вод.

В работе представлены результаты интерпретации сейсмических и акустических профилей, пересекающих исследуемые формы, анализ цифровой модели рельефа дна, полученной по данным многолучевого эхолотирования, а также рассмотрены вещественный состав и состав газовой фазы донных отложений, отобранных на изучаемых объектах. Куполообразные формы опробованы в двух станциях донного пробоотбора. Керн TTR24-AR-553-1G (длина 234 см) был распилен продольно на две равные части, детально описан, и из него были отобраны образцы на дальнейшие камеральные исследования. Керн TTR24-AR-553-2G (длина 190 см) был упакован целиком в ненарушенном виде для выполнения последующих анализов.

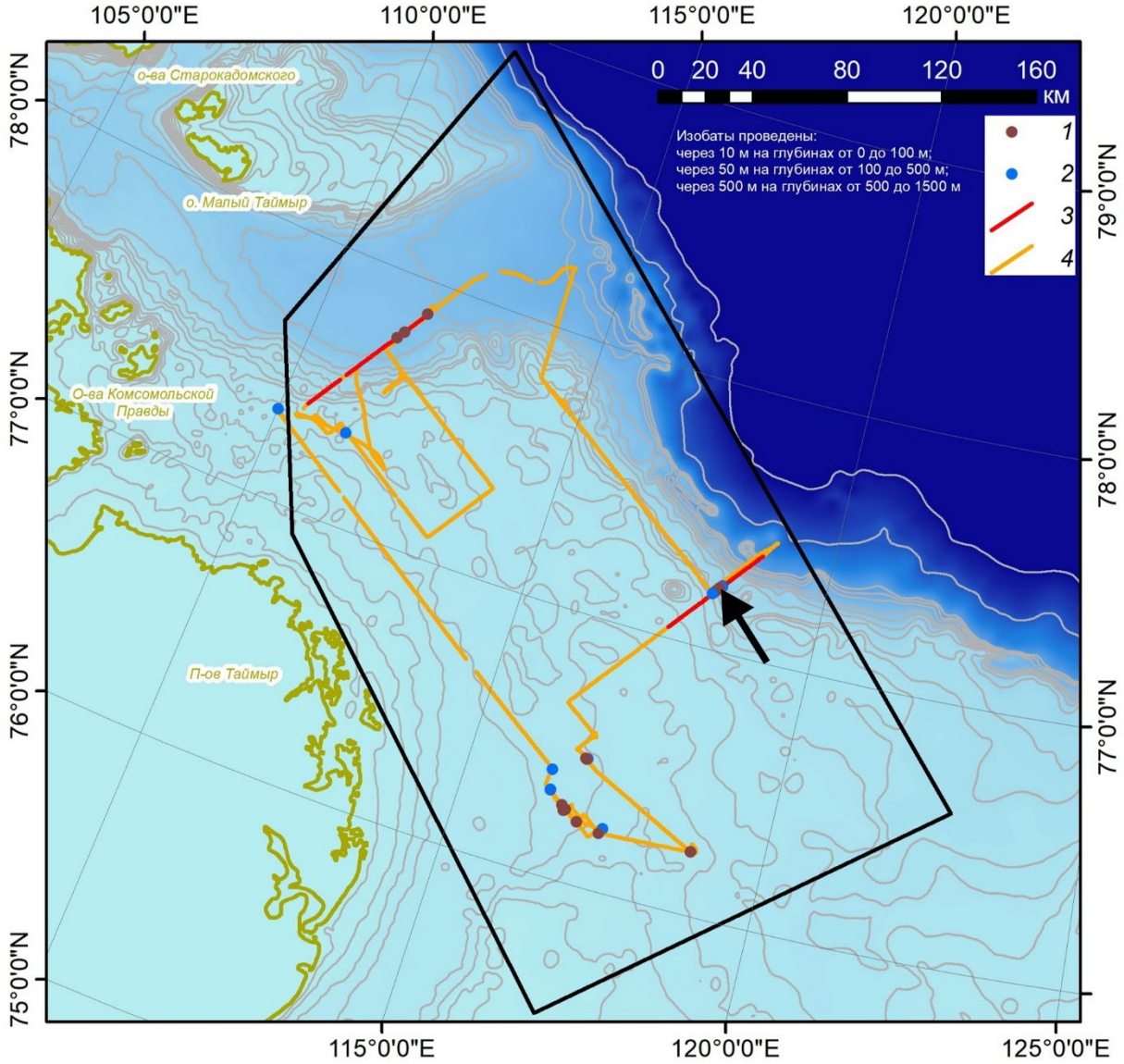


Рис. 1. Положение профилей и станций, выполненных в экспедиции TTR-24 в районе работ «Лаптевоморский» (батиметрическая основа схемы – IBCAO *[Jakobsson et al., 2024*]). 1 – станции геологического пробоотбора; 2 – станции измерений скорости звука в воде; 3 – профили СВР, АПр и МЛЭ; 4 – профили АПр и МЛЭ. Черной стрелкой отмечено местоположение куполообразных форм.

Местоположение, морфология и сейсмофациальная структура куполообразных поднятий. Полигон детальных исследований, на котором были обнаружены

куполообразные формы, расположен в западной части моря Лаптевых, на внешнем шельфе. Глубины на этом участке постепенно увеличиваются с юго-запада на северо-восток, от 50 до 930 м. Средний уклон поверхности дна составляет 0,8°. Помимо куполообразных форм микрорельеф полигона представлен покмарками, современными и частично погребенными бороздами айсбергового выпахивания.

Обнаруженные поднятия расположены на глубинах 145-160 м. Выделяются три относительно крупных поднятия, высотой до 1,5-2 м (рис. 2а), а также серия более мелких форм, их окружающих. Диаметр наиболее крупного купола достигает 30 м. Уклон склонов составляет 7,3°.

Волновая картина куполообразных форм на акустическом разрезе характеризуется прозрачным типом записи (рис. 2б). Отражающий горизонт, соответствующий поверхности дна, имеет холмистую морфологию. Нижележащие акустические толщи характеризуются параллельно-слоистой волновой картиной. Непосредственно под куполом наблюдается зона потери корреляции акустического сигнала. Фиксируется слабое опускание осей синфазности по направлению к зоне потери корреляции, а также небольшое смещение последних по вертикали. На сейсмических данных потеря корреляции наблюдается вплоть до акустического фундамента, при этом амплитуда вертикального смещения осей синфазности увеличивается вниз по разрезу.

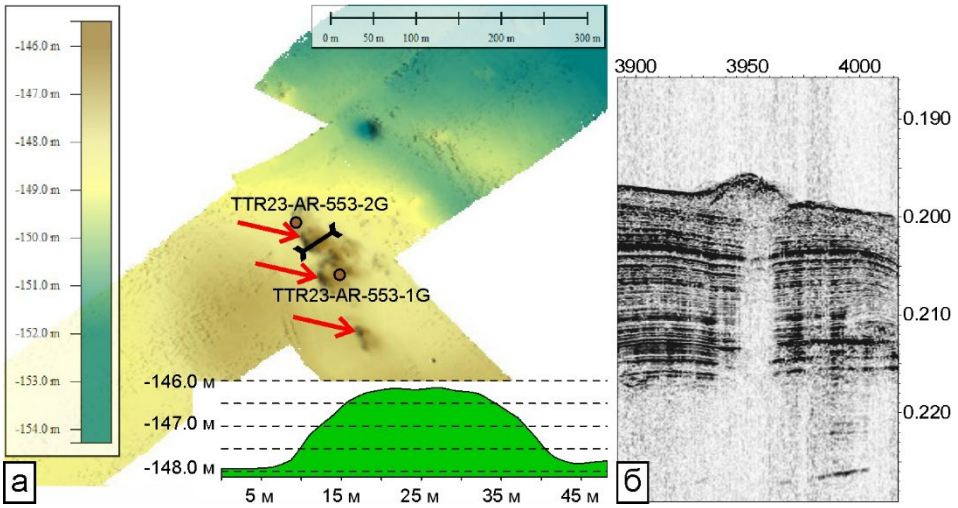


Рис. 2. а – фрагмент цифровой модели рельефа дна, на которой отображены куполообразные формы. Красными стрелками указаны наиболее крупные поднятия. Коричневыми точками указано положение станций пробоотбора. б – фрагмент акустического профиля, пересекающего куполообразную форму. Горизонтальная ось – расстояние от начала профиля (м), вертикальная – время двойного пробега акустического сигнала (с).

Вещественный состав. Донные отложения, отобранные на станции TTR24-AR-553_1G представлены темно-зеленовато-серыми песчано-пелитовыми алевритами с однородной, неслоистой текстурой. В верхней части колонки фиксируются пятнообразные скопления тонкодисперсной органики, а также линзы алевритистого песка. В нижней части, на интервале 172-182 см встречены два сфероидальных включения слабосцементированных песчаных алевролитов темно-серого цвета диаметром 5 см (рис. 3). На интервале 195-200 см присутствует раковина двустворки. По всей колонке наблюдаются следы «вскипания» и выхода газов. Также при извлечении керна из гравитационной трубки отмечен сильный запах сероводорода.

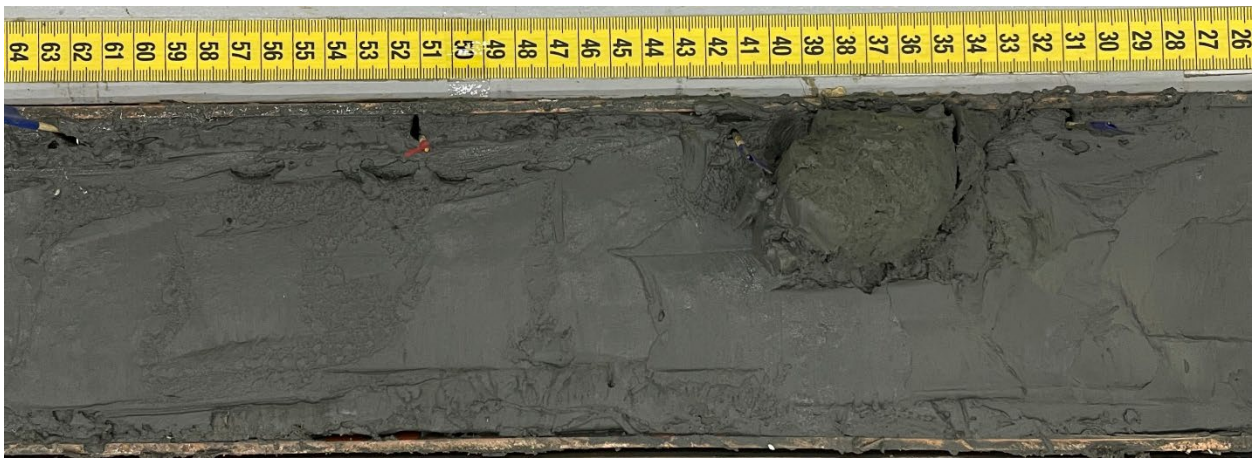


Рис. 3. Сфероидальное включение алевролитов в нижней части керна TTR24-AR-553_1G.

Состав газовой фазы. Углеводородный состав газовой фазы донных осадков, выделенной методом «head-space» в станции TTR24-AR553_1G показывает резкое превышение концентраций относительно фоновых для района исследований. Содержание CH_4 в верхней части разреза составляет 17 ppm, резко увеличиваясь с глубиной, и достигает на глубине 225 см 4,8%, концентрации гомологов C_{2+} до 17 ppm. Увеличение концентраций углеводородов вниз по разрезу в совокупности с увеличением параметра $(C_2H_6+C_3H_8)/(C_2H_4+C_3H_6)$ [R^2=0.73] характеризует подток термогенных УВ флюидов вверх по разрезу.

В гексановых экстрактах донных отложений обнаружена гомологическая серия н-алканов с длиной цепи от C_{12} до C_{40}. В высокомолекулярной области характерно типичное для сингенетичных осадков пилообразное распределение н-алканов состава C_{23}-C_{33}, в низкомолекулярной области наблюдается повышенные концентрации н-алканов C_9-C_{20} с плавным трендом распределения без выраженной нечетности и 2 относительными максимумами – на C_{12} и C_{19}, что характерно для миграционных термогенных углеводородов.

Обсуждение предварительных результатов. Куполообразные объекты, подобные по форме и близкие по размерам с теми, которые были нами обнаружены в экспедиции TTR-24, ранее неоднократно картировались на дне Баренцева и Карского морей. В научных публикациях они получили название «пингоподобные формы» (ППФ), и их происхождение некоторые исследователи связывают с поверхностными проявлениями фокусированной флюидоразгрузки в районах возникновения очагов повышенного давления в разрезе за счет высвобождения внутримерзлотных газов или вод [Кохан и др., 2024]. Шельф моря Лаптевых относится к перигляциальной зоне Евразийской Арктики, и во время последнего ледникового максимума (сартанское оледенение, МИС 2) за счет падения уровня Мирового океана большая часть современного Лаптевоморского шельфа находилась в субаэральной экспозиции, что в условиях резко континентального холодного климата привело к формированию многолетнемерзлых пород (ММП). ММП, в свою очередь, могли содержать значительное количество «захваченного» газа. Деградация мерзлоты в ходе послеледниковой трансгрессии моря должна была освободить газам пути наверх, что при их повышенной концентрации на локальных участках могло привести к образованию куполообразных объектов на дне. Таким образом, обнаруженные нами структуры могут быть аналогичны по генезису пингоподобным формам Западной Арктики.

С другой стороны, изученные в TTR-24 куполообразные формы расположены на глубинах 145-160 м, которые превышают максимальный относительный уровень сартанской регрессии (100-110 м по [Klemann et al., 2015]). То есть, область распространения куполообразных форм располагалась либо на самом краю сформировавшейся в позднем неоплейстоцене палео-криолитозоны, либо даже за ее

пределами. Подтверждение этому находим в некоторых работах, посвященных моделированию распространения современных многолетнемерзлых пород. По мнению ряда исследователей [*Смирнов и др., 2024; Bogoyavlensky et al, 2023*] изученный нами полигон находится в зоне отсутствия ММП. Отметим также, что на профилях АПр и СВР, выполненных в ходе экспедиции TTR-24, уверенные признаки наличия ММП в районе исследований также не наблюдались. Волновая картина акустического разреза подстилающих отложений характеризуется параллельно-слоистым типом записи, что свойственно для отложений, формирующихся в субаквальных обстановках. Это не отрицает возможность существования ММП в области развития куполообразных поднятий во время максимума сартанской регрессии. А, следовательно, отрицать возможное криогенное формирование обнаруженных куполообразных форм также нельзя.

Также можно выдвинуть и другое предположение о генезисе обнаруженных куполобразных структур, не связывающее их природу с эволюцией криолитозоны в исследованном районе. Их морфологические характеристики, присутствие «экзотических» фрагментов (включения слабосцементированных алевролитов) в матриксе формирующих их отложений и повышенные концентрации метана позволяют предположить их формирование вследствие вертикальной миграции флюидов (газа, в основном CH_4 и CO_2, и вод) совместно с тонкозернистым материалом под воздействием избыточного давления («грязевые вулканы» по [*Napoli et al., 2025*]). Анализ газовой фазы позволяет сделать вывод о том, что в осадках станции наблюдается мощный подток газообразных, а также легких жидких углеводородов, что характеризует структуру как зону фокусированной флюидной разгрузки из недр осадочно-породного чехла. На полученных в экспедиции данных СВР выделяется разрывное взбросовое нарушение с малыми амплитудами смещения, которое может выступать в качестве канала миграции не только флюидов, но и существенного объема минерального вещества, даже со значительных глубин осадочного разреза, таким образом определяя грязевулканическую природу обнаруженных объектов.

Для более обоснованного определения генезиса описанных структур запланировано выполнение аналитических исследований отобранных образцов отложений, слагающих куполообразные постройки и вмещающих. Будут определены гранулометрический и минеральный составы, проведены микротомографические исследования, а также исследования в шлифах и под электронным микроскопом.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2025-662/8). Исследование поддержано государственным заданием Федерального агентства по недропользованию от 25.12.2024 № 049-00004-25-00, в рамках объекта работ Института Карпинского «Мониторинг государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 территории Российской Федерации и ее континентального шельфа в 2023-2025 годах», а также тематикой работ Учебно-научного Центра ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике при геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова.

ЛИТЕРАТУРА

Кохан А.В., Еременко Е.А., Мороз Е.А., Ермаков А.В., Соколов С.Ю. Флюидогенный рельеф на шельфах морей Арктики // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2024. Т. 79. № 2. С. 91–107. doi: 10.55959/MSU0579-9414.5.79.2.8

Смирнов Ю.Ю., Матвеева Т.В., Щур Н.А., Щур А.А., Бочкарев А.В. Численное моделирование субаквальных многолетнемерзлых пород на Евразийском шельфе Арктики с учетом зональности современного климата // Криосфера Земли. 2024. Т. 28. № 5. С. 38–59. doi: 10.15372/KZ20240504

Bogoyavlensky V.I., Kishankov A.V., Kazanin A.G. Distribution of subsea permafrost (frozen ground) in the Laptev Sea based on seismic refraction data // Arctic: Ecology and Economy. 2023. Vol. 13. No. 4. P. 501–515. doi: 10.25283/2223-4594-2023-4-501-515

Jakobsson M., Mayer L.A., Bringensparr C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0 // Scientific Data. 2024. Vol. 7. No. 1. P. 176. doi: 10.1038/s41597-020-0520-9

Klemann V., Heim B., Bauch H.A., Wetterich S., Opel T. Sea-level evolution of the Laptev Sea and the East Siberian Sea since the last glacial maximum: Impact of glacial isostatic adjustment // Arktos. 2015. Vol. 1. No. 1. P. 1. doi: 10.1007/s41063-015-0004-x

Napoli S., Spatola D., Casalbore D., Lombardo L., Tanyas H., Chiocci F.L. Comprehensive global inventory of submarine mud volcanoes // Scientigic Data. 2025. Vol. 12. No. 1. P. 382. doi: 10.1038/s41597-025-04726-1

NATURE OF THE DOME-LIKE MOUNDS OF THE LAPTEV SEA FLOOR MICRO-SCALE MORPHOLOGY (RESULTS OF THE TTR-24 EXPEDITION)

Aksenov A.O.[1,2,3], Rybalko A.E. [2,4], Ryabchuk D.V. [1], Poludetkina E.N. [5], Kotochkova Yu.A. [5], Potemka A.K. [5,6], Tokarev M.Yu[5]., Akhmanov G.G. [5]

[1] Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia
[2] Saint-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
[3] Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia
[4] VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia
[5] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[6] LMSU Seismic Data Analysis Center, Moscow, Russia

During the TTR-24 cruise of the UNESCO–MSU Floating University in the Laptev Sea, atypical seafloor landforms were discovered, represented by isolated dome-shaped mounds 1–2 m high. In the area where these features were observed, comprehensive geological and geophysical investigations were carried out. As a result, the morphology and internal structure of these landforms, as well as the composition of the sediments, were examined. Seismic and hydroacoustic data, along with sediment composition and texture, were interpreted. The gas phase of the sediments was analyzed. Two alternative hypotheses are proposed regarding the origin of these mounds. The one related to permafrost evolution and the other of mud volcanic genesis are under consideration. Future studies are planned.

Keywords**:** *The Laptev Sea, TTR, Subaqueous geomorphology, High-Resolution Seismics, Subbottom Profiling, Multibeam Echosounding, Sediment Coring, Fluidogenic Landforms, Pingo-Like Structures, Mud Volcanism*

REFERENCES:

Bogoyavlensky V.I., Kishankov A.V., Kazanin A.G. Distribution of subsea permafrost (frozen ground) in the Laptev Sea based on seismic refraction data // Arctic: Ecology and Economy. 2023. Vol. 13. No. 4. P. 501–515. doi: 10.25283/2223-4594-2023-4-501-515

Jakobsson M., Mayer L.A., Bringensparr C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 4.0 // Scientific Data. 2024. Vol. 7. No. 1. P. 176. doi: 10.1038/s41597-020-0520-9

Klemann V., Heim B., Bauch H.A., Wetterich S., Opel T. Sea-level evolution of the Laptev Sea and the East Siberian Sea since the last glacial maximum: Impact of glacial isostatic adjustment // Arktos. 2015. Vol. 1. No. 1. P. 1. doi: 10.1007/s41063-015-0004-x

Kokhan A.V., Eremenko E.A., Moroz E.A., Ermakov A.V., Sokolov S.Yu. Fluidogenic Landforms on the Arctic Shelves // Lomonosov Geography Journal. 2024. Vol. 79. No. 2. P. 91-107. doi: 10.55959/MSU0579-9414.5.79.2.8

Napoli S., Spatola D., Casalbore D., Lombardo L., Tanyas H., Chiocci F.L. Comprehensive global inventory of submarine mud volcanoes // Scientigic Data. 2025. Vol. 12. No. 1. P. 382. doi: 10.1038/s41597-025-04726-1

Smirnov Yu.Yu., Matveeva T.V., Shchur N.A., Shchur A.A., Bochkarev A.V. Numerical Modelling of Submarine Permafrost on the Eurasian Arctic Shelf Considering Modern Climate Zonality // Kriosfera Zemli. 2024. Vol. 28. No. 5. P. 38-59. doi: 10.15372/KZ20240504

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-19-25

НОВАЯ КНИГА «ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЯХ ЗЕМЛИ В ПОСЛЕДНИЕ СОТНИ И ТЫСЯЧИ ЛЕТ»

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

ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия
✉*bolshiyanov@aari.ru*

Представляется новая книга, созданная в ААНИИ по сверхвековым колебаниям уровня морей и океанов на основе многолетних исследований береговых линий в российской Арктике и в Антарктике. Предлагается новая концепция хода и причин изменений уровня Мирового океана и внутриконтинентальных водоёмов в отличие от действующей, основанной на изотопно-кислородных соотношениях в бентосных фораминиферах дна Мирового океана и во льду крупнейших ледниковых покровов Земли. Голоценовые колебания уровня воды в крупнейшем озере Европы – Ладожском, рассматриваются как модель изменений уровня моря в прошлом и настоящем.

Ключевые слова: *Арктика, Антарктика, изменения уровня моря, голоцен, плейстоцен, современность*

Результаты многолетних исследований авторским коллективом возраста и строения береговых линий российской Арктики, а также Антарктики принципиально противоречат действующей концепции колебаний уровня Мирового океана, основанной на изотопно-кислородных соотношениях в бентосных фораминиферах дна Мирового океана и во льду крупнейших ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии, и зависящих лишь от объёмов воды, законсервированных в ледниках во время эпох оледенений и высвобождающейся в периоды межледниковий. В связи с этим, на основе большого массива собственных и опубликованных другими учеными фактических геологических и геоморфологических данных авторский коллектив выдвигает новую концепцию причин и хода уровня воды в Мировом океане.

По действующей концепции уровень Мирового океана в конце позднего неоплейстоцена от минимальных значений в 120 м ниже современного уровня во время последнего ледникового максимума поднялся в середине голоцена до современных отметок и остаётся на этой же высоте до сих пор (рис. 1).

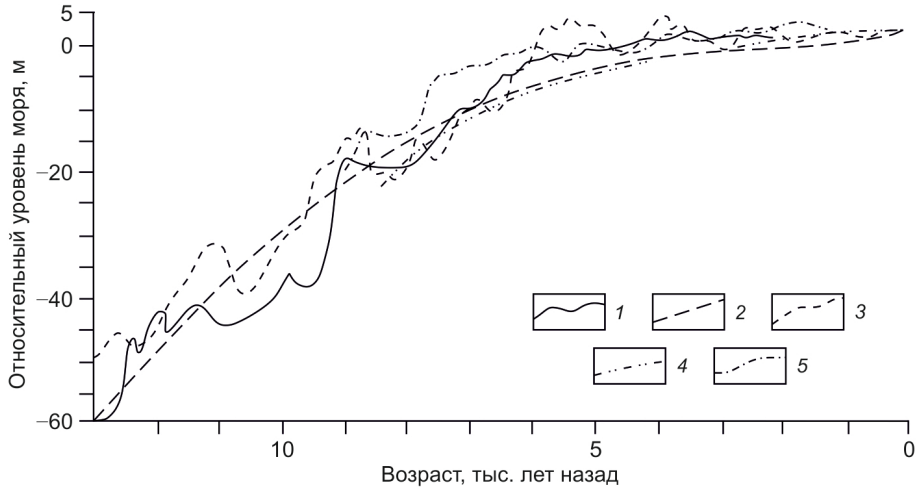


Рис. 1. Кривые гляциоэвстатических колебаний уровня Мирового океана в поздне- и послеледниковое время [*Каплин, 1973*].
1 — по Н. Мёрнеру, 2 — по Ф. Шепарду, 3 — по Р. Фейрбриджу, 4 — по С. Ельгерсми, 5 — по Д. Тули

Наши данные, полученные в дельтах сибирских рек (Оби, Пясины, Нижней Таймыры, Хатанги, Лены), на побережьях моря Лаптевых и оз. Таймыр (рис. 2), а также в оазисах Восточной Антарктиды [*Веркулич, 2022*] свидетельствуют о неоднократных колебаниях уровня в течение голоцена с амплитудой до 10–15 м.

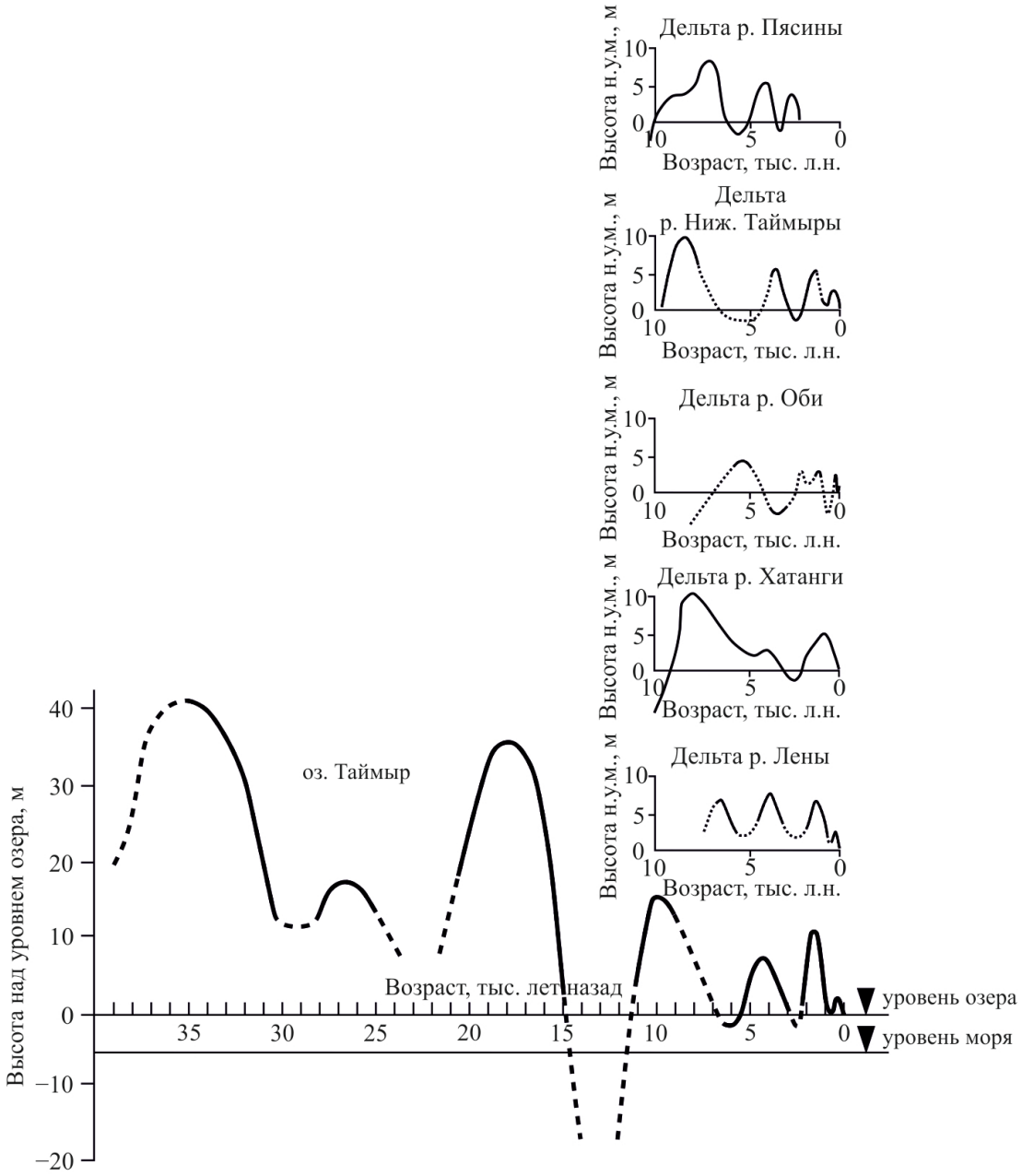


Рис. 2. Кривая колебаний уровня озера Таймыр с рубежа позднего неоплейстоцена — голоцена в сравнении с кривыми голоценовых колебаний уровня моря по результатам исследований в дельтах сибирских рек [*Большиянов, Макаров, 2022; Большиянов, 2025*].

Ладожское озеро, имеющее заметное подземное питание, колебания современного уровня до 4 м [*Большиянов, 2018*], в прошлом неоднократно связанное с морем, может рассматриваться как модель колебаний уровня Мирового океана. Колебания его уровня в голоцене по полученным данным из береговых валов и торфяников между ними представлены на рис. 3.

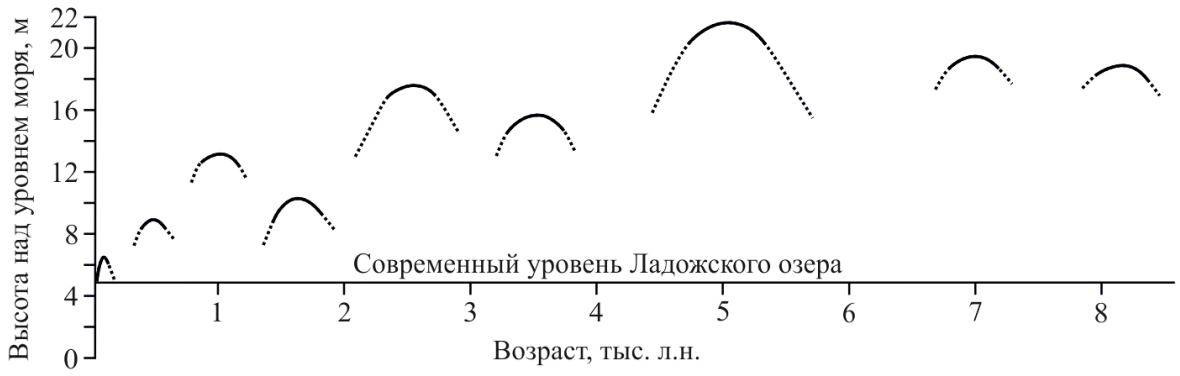


Рис. 3. Колебания уровня воды Ладожского озера в течение последних 8 тыс. лет.

Каргинское время позднего неоплейстоцена (58–25 тыс. л.н. [*Большиянов, 2025*]) отмечено морскими отложениями на севере Сибири (рис. 4), хорошо датировано различными методами и полностью противоречит мнению о континентальном развитии российской Арктики в это время [*Астахов, 2006; Астахов, Мангеруд, 2005*].

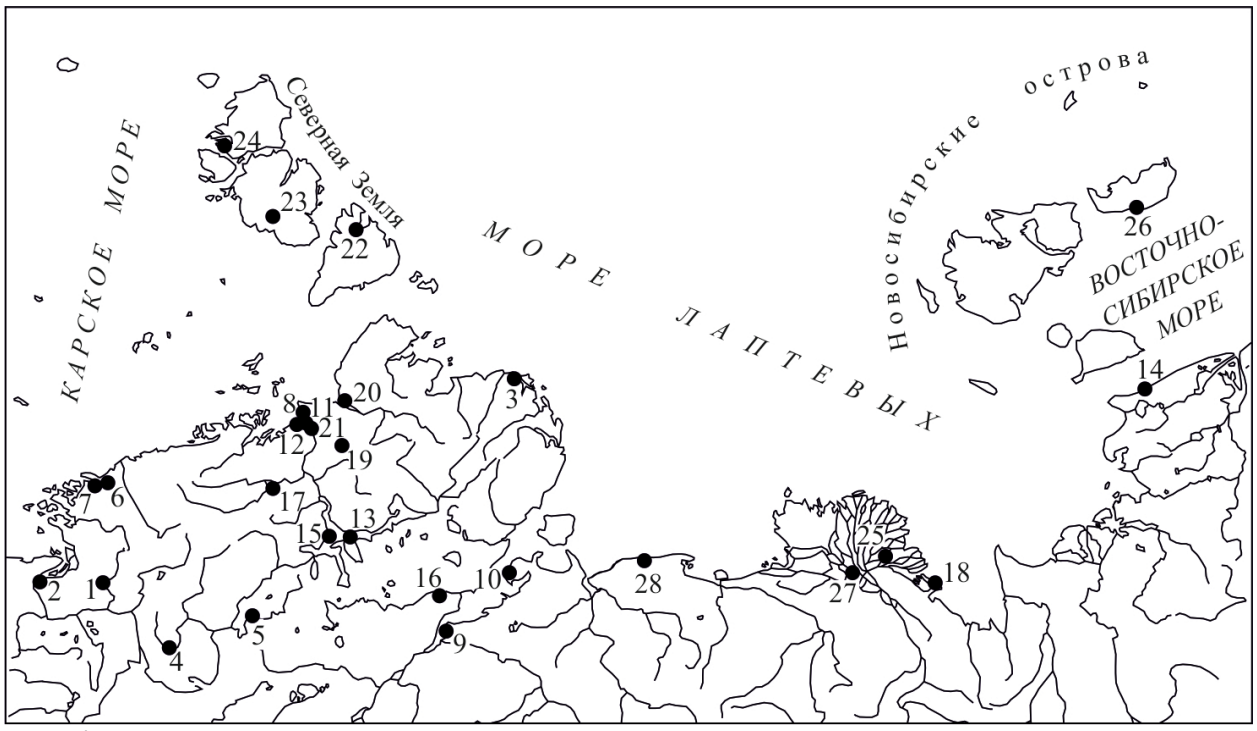


Рис. 4. Схема расположения точек исследования четвертичных морских отложений, датированных временем каргинской трансгрессии в центральном секторе российской Арктики.

Морские осадки и террасы на высоте до 45–60 м над современным уровнем моря фиксируются и в Антарктиде, например, на о. Кинг-Джордж (Западная Антарктида) [*Веркулич и др., 2015*] или на Холмах Ларсеманн (Восточная Антарктида) [*Правкин и др., 2025*].

Кроме того, каргинская трансгрессия вызвала образование отложений ледового комплекса пород на огромных пространствах как Севера Якутии [*Большиянов и др., 2013*] и п-ова Таймыр [*Большиянов, 2025*], так и на больших площадях Западной и Восточной Сибири.

Предшествовавшая каргинской казанцевская трансгрессия развивалась в период времени со 140 до 70 тыс. лет (рис. 5) и её отложения датированы на высотах до 200 м на п-ове Таймыр [*Большиянов, 2025*].

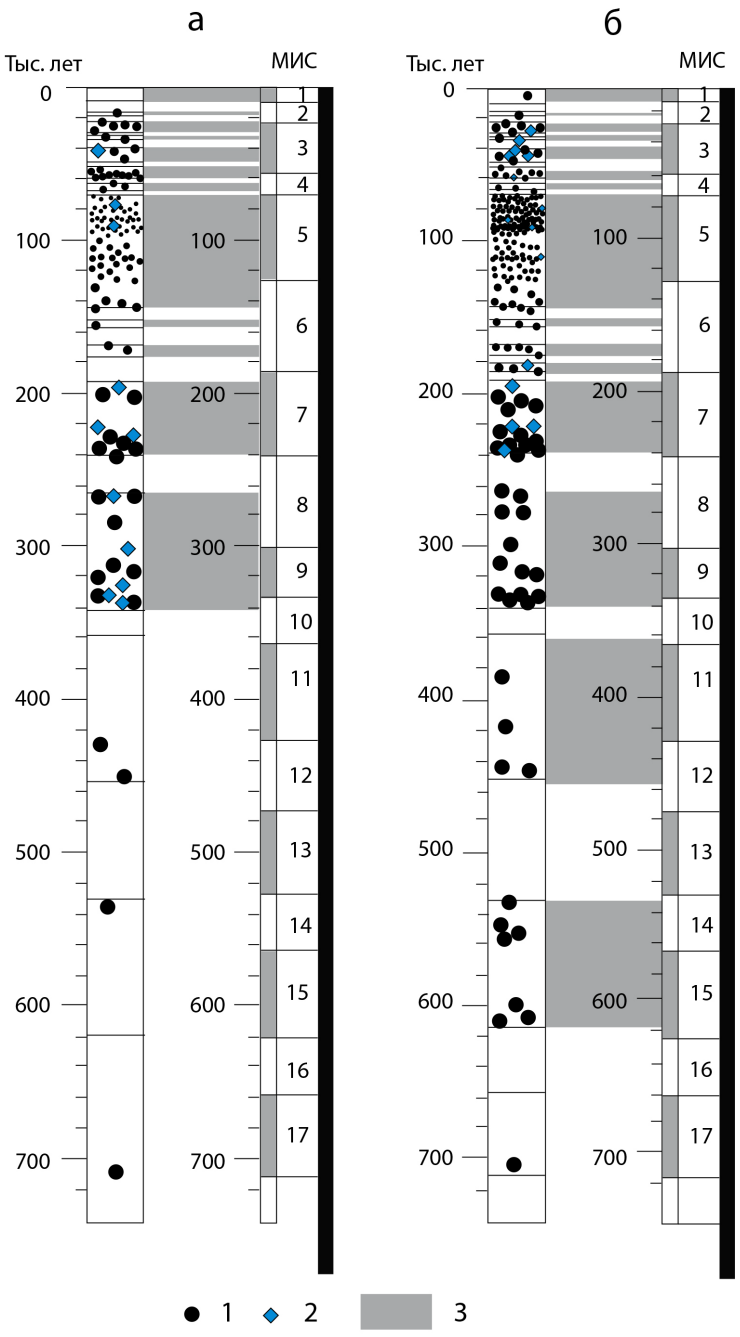


Рис. 5. ЭПР- и ИК-ОСЛ датировки морских отложений лаборатории GeoAge [*Molodkov, 2012*] с современными дополнениями по образцам: а – п-ова Таймыр; б – п-ова Таймыр, архипелага Северная Земля, архипелага Новосибирские острова, о. Колгуев.
Условные обозначения: 1 – датировки ЭПР-методом, 2 – датировки ИК-ОСЛ-методом, 3 – время морских трансгрессий [*Большиянов, 2025*].

Таким образом, в позднем неоплейстоцене и голоцене развитие природной среды во многом определялось колебаниями уровня моря и распределением суши и моря в полярных областях, да и на всей остальной площади земного шара. Исходя из приведённых данных, предлагается новая концепция колебаний уровня Мирового океана (рис. 6), зависящих не только от перераспределения воды между ледниками и океаном, но и в значительной степени от периодического поступления воды из недр Земли [*Кривошей, 1997; Орлёнок, 1998*], определяемых планетарными процессами в литосфере и региональными тектоническими причинами.

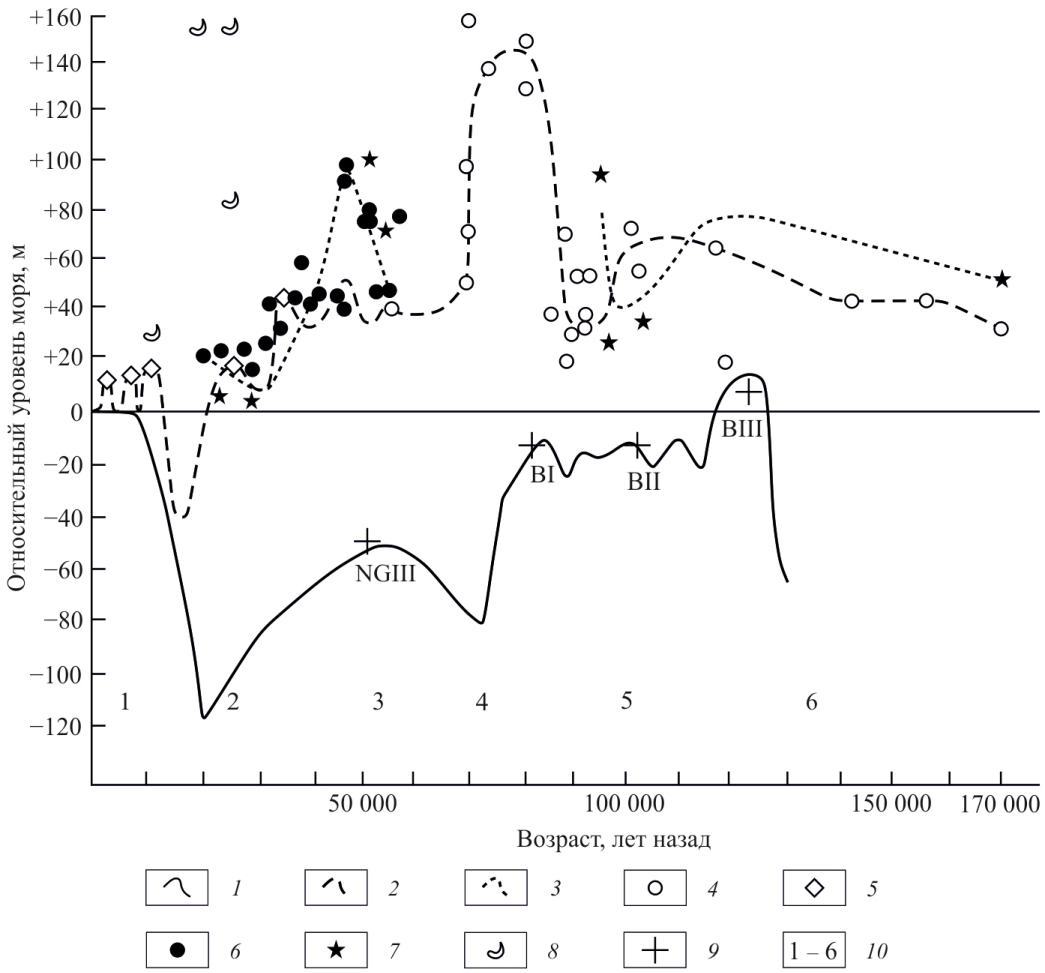


Рис. 6. Сравнение общепринятой кривой колебаний уровня океана и фактических данных о колебаниях уровня моря в Арктике в позднем неоплейстоцене и голоцене.
1 – кривая колебаний уровня океана [*Shackleton, Opdyke, 1973*]; 2 – кривая колебаний уровня моря для полуострова Таймыр [*Большиянов, 2025*]; 3 – кривая колебаний уровня моря для архипелага Северная Земля; 4 – ЭПР датировки из отложений полуострова Таймыр; 5 – радиоуглеродные датировки из отложений полуострова Таймыр; 6 – радиоуглеродные датировки из отложений архипелага Северная Земля; 7 – ЭПР датировки из отложений архипелага Северная Земля; 8 – радиоуглеродные датировки костей мамонтов с острова Октябрьской Революции (архипелаг Северная Земля); 9 – уран-ториевые датировки кораллов островов Барбадос и Новая Гвинея; 10 – цифрами 1–6 вдоль оси абсцисс указаны номера изотопных стадий.

ЛИТЕРАТУРА

Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1207-1220.

Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штофф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб: изд-во ААНИИ, 2013. 267 с.

Большиянов Д.Ю. Таймыр в позднем неоплейстоцене и голоцене. СПб: ААНИИ. 2025, 567 с.

Большиянов Д.Ю. Современные многолетние колебания уровня Ладожского озера и возможные причины ладожской трансгрессии позднего голоцена // Известия Русского географического общества. 2018. Т. 150. Вып. 4. С. 15—31. doi: 10.7868/S0869607118040023

Большиянов Д.Ю., Макаров А.С. Колебания уровня моря — ключевой фактор дельтоформирования // Водные ресурсы. 2022. Т. 49. № 5. С. 568—582. doi: 10.31857/S0321059622050030

Веркулич С.Р., Пушина З.В., Дорожкина М.В., Меллес М., Ретермейер Ж. Характеристика природных условий формирования отложений интерстадиала (МИС 3) острова Кинг Джордж (Западная Антарктика) на основе изучения ископаемых диатомовых комплексов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4 (106). С. 109—119.

Веркулич С.Р. Изменения климата, уровня моря и оледенения в краевой зоне Антарктиды в течение последних 50 тысяч лет // Криосфера Земли. 2022. Т. XXVI, № 2. С. 3—24. doi: 10.15372/KZ20220201

*Каплин П.*А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ. 1973. 265 с.

Кривошей М.И. Арал и Каспий (причины катастрофы). СПб. 1997. 132 с.

Орлёнок В.В. История океанизации Земли. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 248 с.

Правкин С.А., Большиянов Д.Ю., Пушина З.В., Абдрахманов И.А., Сергеева В.М., Ишалина О.Т. Новые данные о геоморфологическом строении холмов Ларсеманн (Восточная Антарктида) по результатам исследований в 68-й Российской антарктической экспедиции / Материалы Всерос. науч.-практич. конф. с международным участием «IX Щукинские чте- ния: к 80-летию кафедры геоморфологии и палеогеографии и 270-летию Московского уни- верситета» и XXXVIII Пленум геоморфологической комиссии РАН, Москва, 3—6 апреля 2025 г. М.: изд.ИГ РАН, МГУ, 2025. С. 493—497.

Astakhov V., Mangerud J. The Geochronometric Age of Late Pleistocene Terraces on the Lower Yenisei // Doklady Earth Sciences. 2007. Vol. 416. No. 7. P. 1022–1026. doi: 10.1134/S1028334X07070094

MolodkovA. Cross-check of the dating results obtained by ESR and IR-OSL methods: Implication for the Pleistocene palaeoenvironmental reconstructions // Quaternary Geochronology. 2012. Vol. 10. P. 188-194. doi: 10.1016/j.quageo.2012.02.005

Shackleton N., Opdyke N. Oxygen Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10^5 Year and 10^6 Year Scale // Quaternary Research. 1973. Vol. 3. P. 39—55. doi:10.1016/0033-5894(73)90052-5

NEW BOOK “SEA LEVEL CHANGES IN POLAR REGIONS DURING LAST HUNDREDS AND THOUSANDS YEARS”

Bolshiyanov D.Yu., Verkulich S.R., Ashik I.M., Makarov A.S., Pravkin S.A., Aksenov A.O.

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

New book of AARI for more than hundred years sea level fluctuations in Polar Regions, investigated on a base of ancient shorelines dating, is representing. New conception of sea level fluctuations and their reasons is proposing instead of acting conception, based on isotope oxygen ratio in benthic foraminifera and in ice of polar ice sheets. Holocene level fluctuations of the Ladoga Lake is considering as a model of sea level changes in the past and at present.

Keywords: *Arctic, Antarctica, sea level changes, Holocene, Pleistocene, present*

REFERENCES:

Astakhov V.I. On the chronostratigraphic subdivisions of the Upper Pleistocene of Siberia // Geology and Geophysics. 2006. Vol. 47. No. 11. P. 1207–1220. (in Russian).

Bolshiyanov D.Yu., Makarov A.S., Schneider V., Stof G. Origin and development of the Lena River delta. St. Petersburg. AARI. 2013. 268 pp. (in Russian).

Bolshiyanov D.Yu. Taimyr in the Late Pleistocene and Holocene. St. Petersburg. Publ. of the AARI. 2025. 567 pp. (in Russian).

Bolshiyanov D.Yu. Modern multi-year fluctuations of Ladoga Lake water level and possible reason of the Late Holocene Ladoga transgression // Proceedings of the Russian Geographical Society. 2018. Vol. 150. No. 4. P. 15–31. doi: 10.7868/S0869607118040023 (in Russian).

Bolshiyanov D.Yu., Makarov A.S. Sea level fluctuations as a key factor in delta formation // Water Resour. 2022. Vol. 49. P. 781–795. doi: 10.1134/S0097807822050037

Verkulich S.R., Pushina Z.V., Dorozhkina M.V., Melles M., Rethemeyer J. Characterization of environmental conditions of the interstadial (MIS 3) deposits formation in King George Island (West Antarctica) based on the study of fossil diatom assemblages // Problems of the Arctic and Antarctic. 2015. No. 4 (106). P. 109–119. (in Russian).

Verkulich S.R. Climate, sea level and glaciation changes in the marginal zone of Antarctica during the last 50 000 years // Earth's Cryosphere. 2022. Vol. XXVI, No. 2. P. 3–24. doi: 10.15372/KZ20220201 (in Russian).

Kaplin P.A. The modern history of the coasts of the World Ocean. M.: Publ. of the MSU. 1973. 265 pp. (in Russian).

Krivoshey M.I. Aral and Caspian Seas (causes of the disaster). St. Petersburg. 1997. 132 pp. (in Russian).

Orlyonok V.V. History of the Earth's oceanization. Kaliningrad: Publ. of the Yantarniy skaz. 1998. 248 pp. (in Russian).

Pravkin S.A., Bolshiyanov D.Yu., Pushina Z.V., Abdrakhmanov I.A., Sergeeva W.M., Ishalina O.T. New data on the geomorphological structure of the Larsemann Hills (East Antarctica) based on research conducted by the 68th Russian Antarctic Expedition // Conference Proceedings «IX Shchukin Readings and XXXVIII Plenary meeting of the RAS Geomorphological Commission», Moscow, April 3–6, 2025. M.: Publ. of the IG RAS, MSU. 2025. P. 493–497. (in Russian).

Astakhov V., Mangerud J. The Geochronometric Age of Late Pleistocene Terraces on the Lower Yenisei // Doklady Earth Sciences. 2007. Vol. 416. No. 7. P. 1022–1026. doi: 10.1134/S1028334X07070094

MolodkovA. Cross-check of the dating results obtained by ESR and IR-OSL methods: Implication for the Pleistocene palaeoenvironmental reconstructions // Quaternary Geochronology. 2012. Vol. 10. P. 188-194. doi: 10.1016/j.quageo.2012.02.005

Shackleton N., Opdyke N. Oxygen Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a 10^5 Year and 10^6 Year Scale // Quaternary Research. 1973. Vol. 3. P. 39—55. doi:10.1016/0033-5894(73)90052-5

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-26-34

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ГРУНТОВЫХ КОЛОНОК, ОТОБРАННЫХ В БЕРЕНГОВОМ ПРОЛИВЕ.

✉ *Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Сергеев А.Ю., Буданов Л.М., Рябчук Д.В., Нестерова Е.Н., Неевин А.И.*

ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург, Россия
✉ *Andrey_Grigiryev@karpinskyinstitute.ru*

В 2021 г. Институтом Карпинского выполнены комплексные геолого-геофизические работы в северо-западной части Берингова моря. По результатам сейсмического профилирования высокого и сверхвысокого разрешения прослежены отражающие горизонты и выделены сейсмотолщи, соответствующие четвертичным отложениям, накапливавшимся в различные этапы геологического развития. Отложения 4 сейсмотолщ опробованы с использованием вибротрубки. Проведены исследования 4 кернов длинной до 3 м, которые включали в себя геохимический и гранулометрический анализы, что позволило охарактеризовать изменения условий седиментации в Беринговом проливе в четвертичное время.

Ключевые слова. Четвертичные отложения, Берингово море, сейсмическое профилирование, геохимический анализ, палеосоленость

В 2021 г. Институтом Карпинского выполнены комплексные геолого-геофизические работы в северо-западной части Берингова моря. По результатам сейсмоакустического профилирования выделены сейсмотолщи, соответствующие четвертичным отложениям, накапливавшимся в континентальных и морских условиях. Работы включали пробоотбор, сейсморазведку высокого (СВР) и сверхвысокого разрешения (ССВР). В зависимости от конкретных геологических условий при сейсмических работах использовались два типа источников излучения – низкочастотный – пневматический источник («ION Sleeve Gun») с центральной частотой зондирующего сигнала – 375 Гц, среднечастотный - электроискровой источник (спаркер GeoSource 800) с центральной частотой зондирующего сигнала 600 Гц совместно с сейсмостанцией Geometrics Geo Eel CNT-2 и 48-ми канальной косой длиной 300 м. Запись велась также высокочастотным параметрическим профилографом (EdgeTech, модель CHIRP 3300HM) с частотно модулируемым сигналом 2-10 кГц. Отбор кернов донных отложений проводился с применением вибрационной грунтовой трубки (ОАО «Ромона), позволившей вскрыть отложения, в том числе характеризующиеся высокой плотностью и обогащенные грубообломочным материалом на глубину по разрезу до 3 м. Трубка оснащена пластиковыми вкладышами, что позволило извлечь для аналитических исследований ненарушенные керны. Лабораторные исследования включали в себя геохимический и гранулометрический анализы, что позволило охарактеризовать изменения условий седиментации в Беринговом проливе в четвертичное время. В рамках данной работы изучены грунтовые колонки, отобранные на станциях 21БЕР-5, 21БЕР-13, 21БЕР-14, 21БЕР-31. Аналитические исследования на группу микроэлементов: Be, V, Cr, Mo, Sn, Co, Ni, Cu, Zn, Ag, Cd, Pb, W, As, Th, U и редкоземельные элементы (TR) проводилась методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Для расчета относительной палеосолености по предложенной автором методике, проводилось измерение валовой концентрации брома на рентгеновском сканирующем кристалл-дифракционном спектрометре «СПЕКТРОСКАН-МАКС-Г» и далее концентрации Br пересчитывались на концентрации Cl и далее в палеосолёность [*Григорьев и др., 2009; Grigoriev et al., 2011*].

Гранулометрический анализ выполнялся на лазерном анализаторе размера частиц Bettersizer 2600.

На сейсмических записях выделяется ряд сейсмотолщ (ССТ), разделяемых устойчиво прослеживаемыми отражающими горизонтами (рис.1).

Сейсмотолща ССТ 4, сложена отложениями предположительно плиоцен – нижненеоплейстоценового возраста.

Сейсмотолща ССТ 3 залегает на ней с угловым несогласием и отличается сложной волновой картиной с пластами небольшой мощности с разными углами падения. Предполагается, что отложения, слагающие ССТ-3, накапливались в среднем неоплейстоцене.

ССТ 2, соотносимая с морскими отложениями первой ступени верхнего звена неоплейстоцена (mIII1), выполняет локальные понижения в кровле нижележащих толщ, нивелируя их. На ряде профилей толща разделяется контрастной внутренней границей, на две подтолщи ССТ 2б и ССТ 2а, различные по инфраструктуре записи.

Сейсмотолща ССТ 1, сопоставляемая с отложениями голоцена, в пределах Берингова пролива также разделяется на две подтолщи.

Нижняя – ССТ-1б соответствующая преимущественно озерным отложениям позднего неоплейстоцена - раннего голоцена (lIII-H1) отображается как серия взаимно параллельных четких отражающих границ, а ССТ- 1а соотносимая с морскими голоценовыми нефелоидными отложениями (mnIV) отличается отражающими границами слабой интенсивности.

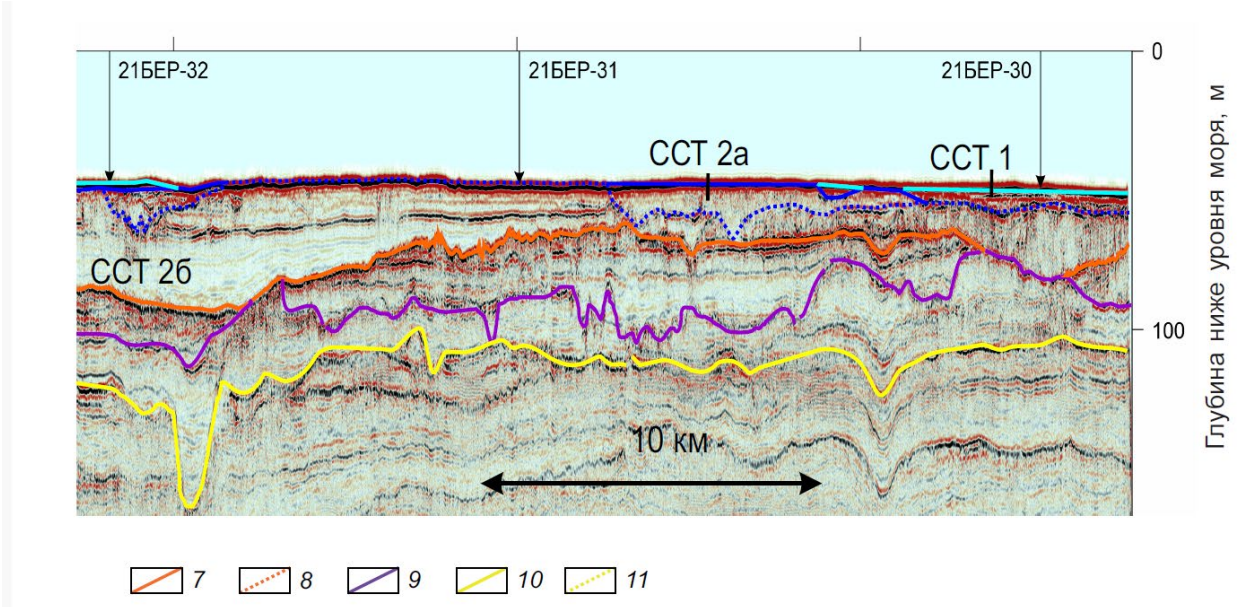


Рис.1. Выделенные на сейсмических записях сейсмотолщи (ССТ), разделяемые устойчиво прослеживаемыми отражающими горизонтами

Палеосоленость. Колонка 21БЕР-14, отобрана в Мечигменском заливе. В геологическом разрезе по данным НСАП колонка полностью приурочена к первой сейсмостратиграфической толще ССТ-1а – соотносимой с морскими голоценовыми нефелоидными отложениями. Разрез колонки в основном представлен серо-зелеными текучепластичными алевропелитами с редкими мелкими раковинами или их обломками. Расчётная палеосолёность по разрезу меняется незначительно, пилообразно варьируя в интервале 27-37‰, что в целом соответствует нормальной морской солёности, и подтверждает вывод о том, что данные отложения относятся к современным голоценовым нефелоидными отложениям. Современная соленость вод Берингова моря около 34 ‰.

Колонка 21БЕР-13 также вскрывает сейсмотолщу ССТ 1а, причем на полную ее мощность в данной точке. Визуально разрез на станции 21БЕР-13 похож на разрез колонки 21БЕР-14: на интервале 32-285 см осадки представлены серо-зелеными

алевропелитами с редкими линзами обогащения песчаным и гравийным материалом, приповерхностный слой до 32 см сложен песчано-глинисто-алевритовыми миктитами.

Значение расчетной палеосолёности, для осадков нижней части разреза на интервале 258–285 см составляет 11-12‰, что соответствует солоноватоводному бассейну. Выше на интервале 244-230 см происходит скачкообразное увеличение палеосолености до 23‰ и далее ее величина стабилизируется, что в целом, соответствует нормальной морской солености (рис. 2). Таким образом, можно предположить, что грунтовая колонка 21БЕР-13 в забое (258–285 см) вскрыла осадки перехода от сейсмотолщи ССТ 1б, соответствующие преимущественно озерным отложениям позднего неоплейстоцена - раннего голоцена (lIII-H1), к ССТ-1а – соответствующие морским голоценовыми (mnIV).

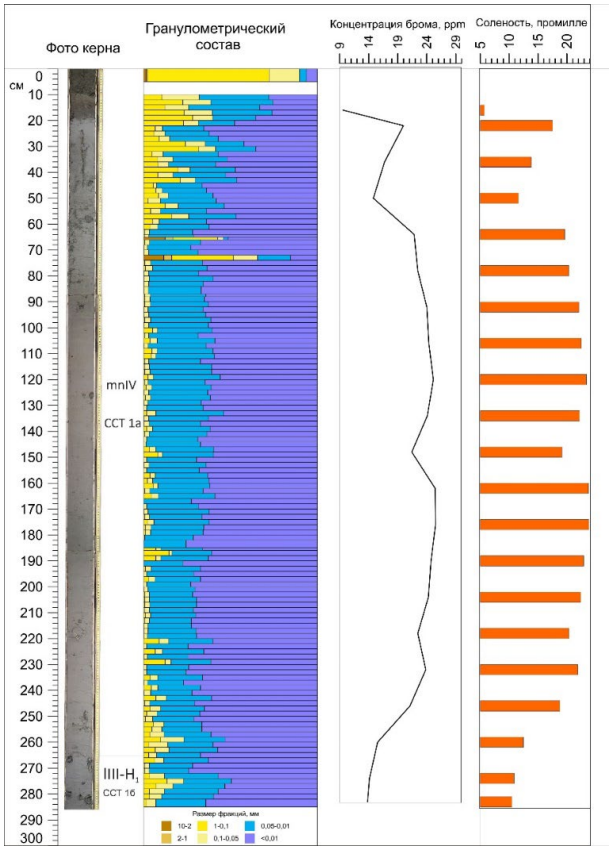


Рис. 2. Распределение гранулометрического состава, концентрации Br и значения расчетной палеосолености по разрезу грунтовой колонки 21БЕР-13

Колонка 21БЕР-31 в геологическом разрезе по данным НСАП за исключением самой верхней части практически целиком приурочена ко второй сейсмостратиграфической толще (ССТ-2б), соотносимой с морскими отложениями первой ступени верхнего звена неоплейстоцена. На интервале 25-95 см осадки представлены темно-серой с зеленым оттенком тугопластичной алевроглиной с зернами гравия и гальки. На интервале 95-195 см. те же алевроглины более плотные, обогащенные алевритовым материалом, по всему интервалу рассеянный детрит. Расчетная палеосолёность по разрезу меняется, незначительно варьируя от 5‰ до 8‰, лишь в самой верхней части разреза на интервале 15-20 см наблюдается незначительное повышение палеосолёности до 11‰. В целом это говорит о том, что отложения, вскрытые колонкой 21БЕР-31, образовывались в прибрежных условиях, возможно в пределах слабосоленых лагун.

Колонка 21БЕР-5. Корреляция отложений, вскрытых грунтовой колонкой 21БЕР-5, с определенной сейсмотолщей не так однозначна, как для вышеописанных колонок. Станция 21БЕР-5 расположена в автономном бассейне седиментации, который отделен от

других районов обширными площадями развития перлювия, подстилаемого дочетвертичными породами, поэтому проследить отражающие горизонты разреза квартера из прибрежных районов акватории практически невозможно.

Величину расчетной палеосолёности, можно разбить на несколько характерных интервалов. В нижней части, начиная с отметки 190 см (забой скважины) до отметки 145 см, наблюдается общая тенденция понижения палеосолёности от 9‰ до 2‰. Далее на интервале 145-120 см значение палеосолёности принимает пилообразный, знакопеременный характер, меняясь от 2 до 5‰. На отметке 115 см палеосолёность резко падает и далее принимает пилообразный характер, варьируя в интервале содержаний от 1,8‰ до 0,02‰ (рис. 3). Выделенные по расчетной палеосолёности интервалы хорошо согласуются с литологическим составом осадков. Согласно геологическому описанию разрез колонки на интервале 150-189 см представлен очень плотными глинами, на интервале 115-150 см плотными глинами, на интервале 90-115 см менее плотными глинами. Выше отметки 90 см отложения представлены глинистыми песками, глиной с прослоями песка.

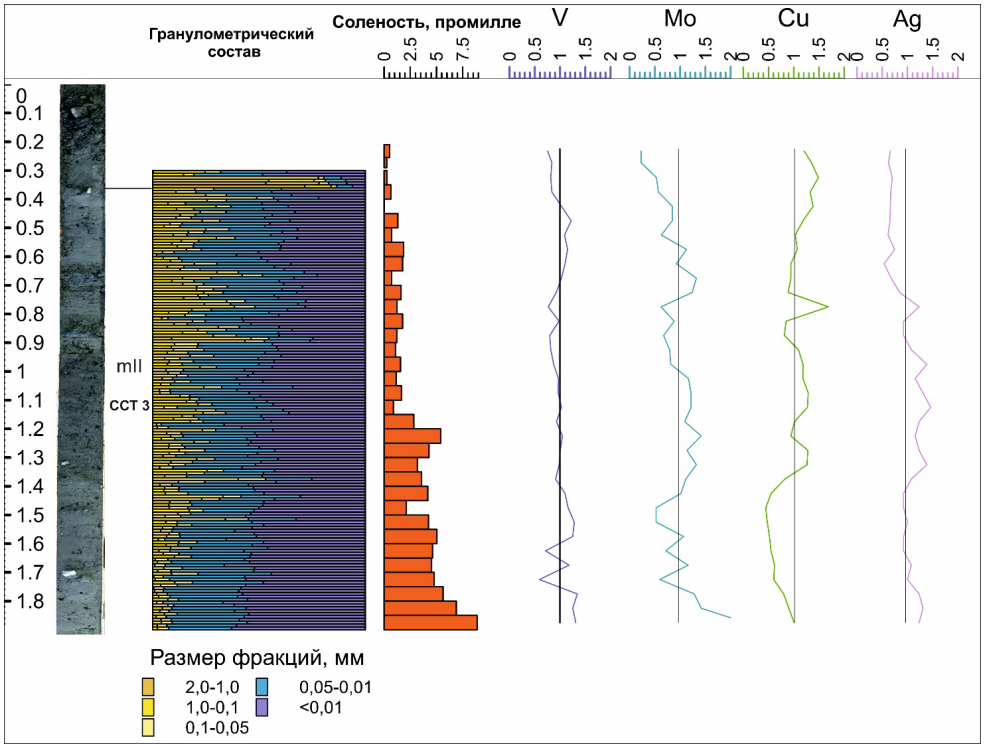


Рис. 3. Распределение гранулометрического состава, палеосолености (‰), рассчитанной по концентрации Br, и концентрации химических элементов по разрезу грунтовой колонки 21БЕР-5.

Всё вышеизложенное может говорить о том, что в целом, отложения, вскрытые колонкой 21БЕР-5, образовывались в течении двух геологических этапов. Вероятно, на первом более древнем этапе седиментогенез происходил в пределах слабосоленых лагун, либо прибрежных озер, частично соединённых с морем. Косвенным подтверждением морских условий осадконакопления на этом этапе является присутствие в осадках на интервале 169-115 см глауконита, вероятно аутигенного. На втором этапе осадки верхней части разреза накапливались в практически пресноводных, возможно и в континентальных условиях. На современном этапе развития акватории мы наблюдаем размыв этих отложений.

Геохимия. Достаточно интересно рассмотреть вопрос о геохимических характеристиках разновозрастных отложений и сопоставить их между собой.

Для этого был использован метод математической статистики “Сравнение по средним и дисперсиям”. Сравнение проводилось по критерию Стьюдента для средних значений и по критерию Фишера для дисперсий.

Сопоставление колонок 21БЕР-13 (ССТ-1а), относящейся к морским отложениям голоцена, и 21БЕР-31(ССТ-2б) — морские отложения первой ступени верхнего звена неоплейстоцена ($mIII_1$), показало значимое статистическое различие по 17 элементам из 19. То есть по геохимическим характеристикам указанные толщи значимо различаются между собой (табл.1).

Аналогичные результаты получены и при сопоставлении колонок 21БЕР-14 (ССТ-1а) и 21БЕР-31 (ССТ-2б) где установлено значимое статистическое различие по 15 элементам из 18. То есть по геохимическим характеристикам указанные толщи значимо различаются между собой.

Табл. 1. Сопоставление выборок концентраций химических элементов по колонкам 21БЕР-13 и 21БЕР-31. Md – медианные концентрации элементов (ppm), δ – стандартное отклонение, ∑TR КК – коэффициент концентрации суммы редкоземельных элементов; разл. – значимо различны; неразл. – значимо неразличны.

Элемент	По критерию Стьюдента	По критерию Фишера	Md 21БЕР-13	Md 21БЕР-31	δ 21БЕР-13	δ 21БЕР-31
Be	Неразл.	Неразл.	2,12	2,15	0,27	0,47
V	Разл.	Разл.	134,18	118,00	25,30	12,08
Cr	Разл.	Разл.	48,97	68,95	9,59	5,06
Rb	Разл.	Неразл.	170,67	129,50	11,32	7,06
Mo	Разл.	Разл.	8,32	1,86	2,58	0,47
Sn	Разл.	Неразл.	3,45	2,67	0,71	0,55
W	Разл.	Разл.	2,94	2,18	0,42	0,20
Th	Разл.	Разл.	18,12	11,90	1,46	0,56
U	Разл.	Разл.	6,37	3,51	1,02	0,15
Co	Разл.	Неразл.	10,43	11,50	1,22	0,82
Ni	Разл.	Разл.	20,72	27,35	3,76	0,97
Cu	Неразл.	Неразл.	26,75	27,75	6,53	4,15
Zn	Разл.	Разл.	113,62	97,10	18,22	3,92
Ag	Неразл.	Разл.	0,11	0,10	0,01	0,02
Cd	Разл.	Разл.	0,60	0,30	0,20	0,02
Pb	Разл.	Разл.	30,39	19,45	3,51	0,47
As	Разл.	Разл.	21,62	11,70	7,84	1,53
Br	Разл.	Разл.	21,76	10,69	4,21	1,37
∑ TR КК	Разл.	Разл.	16,05	14,08	1,35	0,76

Таким образом механизм и источники поступления материала для морских отложений голоцена и морских отложений верхнего неоплейстоцена являются различными.

Отдельный интерес представляет колонка 21БЕР-5. Как отмечалось выше разрез колонки по данным палеосолёности можно разбить на два интервала 189-115 см и 115-20 см. Это очевидно говорит, что отложения колонки образовались в течении двух геологических этапов. Сопоставляя геохимические параметры, характеризующие эти интервалы можно отметить следующее: нижний интервал 189-115 см значимо статистически отличается от верхнего интервала 115-20 см по 14 элементам из 19 (табл. 2). То есть по геохимическим характеристикам эти толщи значимо различаются между собой. Таким образом механизм и источники поступления материала для верхней и нижней толщ является различными.

Табл. 2. Сопоставление выборок концентраций химических элементов по колонке 21БЕР-5. Md - медианные концентрации элементов. Интервалы 0-115 и 115-190 см. ∑TR КК – коэффициент концентрации суммы редкоземельных элементов.

Элемент	**Стьюдент**	**Фишер**	Медиана 21БЕР-5 (интервал 0-115 см)	Медиана 21БЕР-5 (интервал 115-190 см)
Be ppm	Значимо различны	Значимо различны	1,71	2,10
V ppm	Значимо различны	Значимо различны	92,70	105,50
Cr ppm	Значимо неразличны	Значимо неразличны	63,05	58,85
Mo ppm	Значимо различны	Значимо различны	1,11	1,51
Sn ppm	Значимо неразличны	Значимо неразличны	1,71	1,98
W ppm	Значимо неразличны	Значимо неразличны	1,28	1,25
Th ppm	Значимо неразличны	Значимо различны	8,27	9,08
U ppm	Значимо неразличны	Значимо различны	2,28	2,37
Co ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	10,10	7,81
Ni ppm	Значимо различны	Значимо различны	22,75	15,30
Cu ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	14,80	10,15
Zn ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	59,10	51,45
Ag ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	0,09	0,15
Cd ppm	Значимо неразличны	Значимо различны	0,08	0,09
Pb ppm	Значимо неразличны	Значимо неразличны	15,30	14,10
Hg ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	0,03	0,04
As ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	8,01	11,75
Br,мг/кг	Значимо неразличны	Значимо неразличны	7,48	8,29
∑ P\З КК	Значимо неразличны	Значимо различны	14,08	14,96

Сопоставляя результаты по колонке 21БЕР-5 с колонками 21БЕР-13 и 21БЕР-31 можно отметить следующее:

А) При сопоставлении выборок по колонкам 21БЕР-5 (нижний интервал 198-120) и 21БЕР-13 (голоценовые отложения ССТ-1а) значимое статистическое различие получено по 18 элементам из 19. То есть по геохимическим характеристикам указанные толщи значимо различаются между собой.

Б) При сопоставлении выборок по колонкам 21БЕР-5 (верхний интервал 115-20 см) и 21БЕР-13 значимое статистическое различие получено так же по 18 элементам из 19 (табл.3). То есть по геохимическим характеристикам указанные толщи значимо различаются между собой. И таким образом отложения станции 21БЕР-5 нельзя отнести к современным голоценовым осадкам.

В) При сопоставлении выборок по колонкам 21БЕР-5 (нижний интервал 190-115) и 21БЕР-31 (ССТ-2б) значимое статистическое различие получено по 15 элементам из 18 (табл. 4). То есть по геохимическим характеристикам указанные толщи значимо различаются между собой.

Табл. 3. Сопоставление выборок концентраций химических элементов по колонкам 21БЕР-5 (0-115 см) и 21БЕР-13. Md - медианные концентрации элементов. ∑TR КК – коэффициент концентрации суммы редкоземельных элементов.

Элемент	**Стьюдент**	**Фишер**	Медиана 21БЕР-5 (интервал 20-115 см)	Медиана 21БЕР-13
Be ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	1,71	2,15
V ppm	Значимо различны	Значимо различны	92,70	142,00
Cr ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	63,05	51,95
Mo ppm	Значимо различны	Значимо различны	1,11	8,27
Sn ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	1,71	3,28
W ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	1,28	2,90
Th ppm	Значимо различны	Значимо различны	8,27	18,20
U ppm	Значимо различны	Значимо различны	2,28	6,57
Co ppm	Значимо неразличны	Значимо неразличны	10,10	10,40
Ni ppm	Значимо неразличны	Значимо различны	22,75	21,50
Cu ppm	Значимо различны	Значимо различны	14,80	25,35
Zn ppm	Значимо различны	Значимо различны	59,10	117,50
Ag ppm	Значимо различны	Значимо различны	0,09	0,11
Cd ppm	Значимо различны	Значимо различны	0,08	0,56
Pb ppm	Значимо различны	Значимо различны	15,30	30,25
Hg ppm	Значимо различны	Значимо различны	0,03	0,04
As ppm	Значимо различны	Значимо различны	8,01	20,45
Br,мг/кг	Значимо различны	Значимо различны	7,48	23,14
∑ P\З КК	Значимо различны	Значимо неразличны	14,08	16,05

Табл. 4. Сопоставление выборок концентраций химических элементов по колонкам 21БЕР-5 (115 - 190 см) и 21БЕР-31. Md - медианные концентрации элементов (ppm). ∑TR КК – коэффициент концентрации суммы редкоземельных элементов; интервал 21 БЕР-5 (115-190).

Элемент	**Стьюдент**	**Фишер**	Медиана 21БЕР-5 (интервал 115 -190 см)	Медиана 321БЕР-31
Be ppm	Значимо неразличны	Значимо неразличны	2,10	2,15
V ppm	Значимо неразличны	Значимо неразличны	105,50	118,00
Cr ppm	Значимо различны	Значимо различны	58,85	68,95
Mo ppm	Значимо неразличны	Значимо неразличны	1,51	1,86
Sn ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	1,98	2,67
W ppm	Значимо различны	Значимо различны	1,25	2,18
Th ppm	Значимо различны	Значимо различны	9,08	11,90
U ppm	Значимо различны	Значимо различны	2,37	3,51
Co ppm	Значимо различны	Значимо различны	7,81	11,50
Ni ppm	Значимо различны	Значимо различны	15,30	27,35
Cu ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	10,15	27,75
Zn ppm	Значимо различны	Значимо различны	51,45	97,10
Ag ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	0,15	0,10
Cd ppm	Значимо различны	Значимо различны	0,09	0,30
Pb ppm	Значимо различны	Значимо различны	14,10	19,45
As ppm	Значимо неразличны	Значимо различны	11,75	11,70
Br,мг/кг	Значимо различны	Значимо неразличны	8,29	10,69

Г) При сопоставлении выборок по колонкам 21БЕР-5 (интервал 115-20 см) и 21БЕР-31 (ССТ-2б) значимое статистическое различие получено по 17 элементам из 18 (Табл.5). То есть по геохимическим характеристикам указанные толщи значимо различаются между собой. Таким образом по своим геохимическим характеристикам обе пачки составляющие разрез колонки 21БЕР-5 не соответствуют ни одной из изученных сейсмотолщ (ССТ-1, ССТ-2) и не могут бы отнесены ни к голоценовым, ни к верхнеплейстоценовым осадкам.

С учетом данных по палеосолёности отложения колонки 21БЕР-5 возможно следует отнести к верхней части среднего звена неоплейстоцена – сейсмотолща (ССТ-3а).

Табл. 5. Пример сопоставления выборок концентраций химических элементов по колонкам 21БЕР-5 (0-115 см) и 21БЕР-31. Md - медианные концентрации элементов (ppm), δ - стандартное отклонение. ∑TR КК – коэффициент концентрации суммы редкоземельных элементов.

Элемент	Стьюдент	Фишер	Медиана 21БЕР-5 (0-115)	Медиана 21БЕР- 31
Be ppm	Значимо различны	Значимо различны	1,71	2,15
V ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	92,70	118,00
Cr ppm	Значимо неразличны	Значимо различны	63,05	68,95
Mo ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	1,11	1,86
Sn ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	1,71	2,67
W ppm	Значимо различны	Значимо различны	1,28	2,18
Th ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	8,27	11,90
U ppm	Значимо различны	Значимо различны	2,28	3,51
Co ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	10,10	11,50
Ni ppm	Значимо различны	Значимо различны	22,75	27,35
Cu ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	14,80	27,75
Zn ppm	Значимо различны	Значимо различны	59,10	97,10
Ag ppm	Значимо неразличны	Значимо неразличны	0,09	0,10
Cd ppm	Значимо различны	Значимо неразличны	0,08	0,30
Pb ppm	Значимо различны	Значимо различны	15,30	19,45
As ppm	Значимо различны	Значимо различны	8,01	11,70
Br,мг/кг	Значимо различны	Значимо неразличны	7,48	10,69
∑ P\З КК	Значимо неразличны	Значимо неразличны	14,08	14,08

Выводы.

1. На основании геохимического анализа четырех грунтовых колонок, сделаны предварительные заключения об условиях осадконакопления.
2. Все выделенные разновозрастные сейсмотолщи обладают собственной геохимической специализацией, характерной только для данного комплекса.
3. Механизм и источники поступления материала для выделенных и изученных разновозрастных сейсмотолщ являются различными.
4. Отложения колонки 21БЕР-14 (сейсмотолща ССТ 1а) накапливались в позднем голоцене при поднятии уровня океана с переходом от солоноватоводно-морских условий к нормальным морским.
5. Колонка 21БЕР-13 (сейсмотолщи ССТ 1б – ССТ 1а) вскрыла отложения, накапливавшиеся после сартанского похолодания в раннем голоцене на начальных этапах трансгрессии в условиях значительного притока пресных вод.
6. Отложения колонки 21БЕР-31 (сейсмотолща ССТ 2б) формировались в пределах слабосоленых замерзающих лагун при намечающемся трансгрессивном тренде в суровых климатических условиях в первую ступень верхнего неоплейстоцена.

7. Отложения, вскрытые колонкой 21БЕР-5 (сейсмотолща ССТ 3), накапливались при регрессии моря от слабосоленых лагун до пресноводных озер в холодных арктотундровых условиях, предположительно в среднем неоплейстоцене.

Благодарности. Комплексный анализ данных выполнен за счет гранта Российского научного фонда № 24-77-10058 «Эволюция процессов голоценового морфоседиментогенеза прибрежного шельфа Берингии в условиях климатических перестроек и усиливающейся антропогенной нагрузки».

ЛИТЕРАТУРА

Григорьев А. Г., Жамойда В. А., Спиридонов М. А., Шарапова А. Ю., Сивков В. В. Новые данные по истории развития юго-восточной части Балтийского моря от позднеледниковья до современности // Региональная геология и металлогения. 2009. № 40. С. 103-114.

Grigoriev A., Zhamoida V., Spiridonov M., Sharapova A., Sivkov V., Ryabchuk D. Late-glacial and Holocene palaeoenvironments in the Baltic Sea based on a sedimentary record from the Gdańsk Basin // Climate Research. 2011. Vol. 48. Is. 1. P. 13-21. doi: 10.3354/cr00944

PRELIMINARY RESULTS OF LITHOLOGICAL AND GEOCHEMICAL STUDIES OF SEDIMENT CORES COLLECTED IN THE BERING STRAIT

Grigoriev A.G., Zhamoida V.A., Sergeev A.Yu., Budanov L.M., Ryabchuk D.V., Nesterova E.N., Nosevich E.S., Neevin I.A.

Karpinsky Russian Research Geological Institute, St. Petersburg, Russia

In 2021, geological and geophysical investigations were carried out in the north-western part of the Bering Sea. Based on the results of high- and ultra-high-resolution seismic profiling, reflecting horizons were traced and seismic units corresponding to Quaternary sediments accumulated at different stages of geological development were identified. Sediments of 4 seismic units were sampled using vibrocoring. Studies of 4 cores up to 3 m long were carried out, which included geochemical and grain-size analyses, which made it possible to partially characterize changes in sedimentation conditions in the Bering Strait in the Quaternary.

Keywords: *quaternary sediments, Bering Sea, seismic profiling, geochemical analysis, palaeosalinity*

REFERENCES:

Grigoriev A., Zhamoida V., Spiridonov M., Sharapova A., Sivkov V. New data on the history of development of the south-eastern Baltic Sea from the Late glacial period to the present // Regional Geology and Metallogeny. 2009. No. 40. P. 103-114. (In Russian).

Grigoriev A., Zhamoida V., Spiridonov M., Sharapova A., Sivkov V., Ryabchuk D. Late-glacial and Holocene palaeoenvironments in the Baltic Sea based on a sedimentary record from the Gdańsk Basin // Climate Research. 2011. Vol. 48. Is. 1. P. 13-21. doi: 10.3354/cr00944

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-35-41

ДОННЫЕ ОСАДКИ И ДОНЫЕ БИОЦЕНОЗЫ АНАБАРО-ЛЕНСКОЙ ПОЛЫНЬИ

✉*Гуков А.Ю.*

Якутское управление по гидрометеорологии и мониторингу природной среды, Тикси, Россия
✉*sgukov@mail.ru*

В районе Анабаро-Ленской (Ленской) заприпайной полыньи выделено одиннадцать донных биоценозов, видовой состав которых характерен для поверхностно - арктической водной массы. Биоценозы характеризуются относительно высокой плотностью поселения (до 3100 экз./м^2) и высокой биомассой (до 220,5 г/м^2). Число видов увеличивается с расстоянием от берега и с глубиной, преобладают широко-распространенные бореально – арктические виды. Распределение биомассы макробентоса близко связано с характеристикой осадка и соленостью. Биомасса макробентоса в поверхностной арктической водной массе значительно выше, чем в эстуарно–арктической и имеет заметную тенденцию к снижению в зонах конвергенции водных масс.

Ключевые слова: *полынья, экосистема, биоценозы, море Лаптевых, арктический шельф*

Методика. Отбор проб грунтов и бентоса, с целью исследования структуры и распределения донных осадков и донных биоценозов, выполнялся к северу от дельты реки Лены (рис. 1). Всего было выполнено 45 донных станций в районе зимнего стационирования заприпайной Анабаро-Ленской полыньи [*Гуков, 1998; 1999; Гуков и др., 2001*]. Исследования по изучению состава и распределения донных осадков и биоценозов сублиторали моря Лаптевых в диапазоне глубин от до 57.1 м проводились в мае 2025 г. со льда. Пробы грунта отобраны в точках станций экспедиции БАРКАЛАВ 2007 и 2008 гг. в рамках Международного Полярного года (проект МПГ «Исследование бентосной и пелагической биоты Арктики»), проводилось сравнение результатов. Пробы бентоса отобраны с помощью грейферного дночерпателя Ван-Вина с площадью захвата 0.08 м^2 – (20х40 см) и с площадью захвата 0.025 м^2 – (17х15 см). Пробы промыты через сита с размером ячеи 1мм, организмы фиксировались 70 % спиртом, взвешивались.

Результаты и обсуждение. Структура и количественные характеристики донных биоценозов этого района имеют существенные отличия, как от биоценозов припайной зоны моря Лаптевых, так и от биоценозов зоны дрейфующего льда [*Ионин и др., 1987; Gukov, 1995*]. Насыщение кислородом глубинных и придонных слоев воды [*Белов и др., 1985*] благоприятствует развитию донной фауны [*Ионин и др., 1987*]. Среднее содержание кислорода в придонном слое за весь период наблюдений составило 6.50 мг/л (на поверхности, соответственно, 9.1 мг/л). Высокое содержание растворенного кислорода в летний период в значительной мере обусловлено низкими температурами воды и активным механическим перемешиванием [*Gukov, 1995*]. Грунты исследованного района отличаются преобладанием тонкозернистых осадков (рис. 1). В составе глинистых илов реликтовой долины Западной Лены при 80 % (в среднем) преобладании пелита большую примесь (в среднем 15.4 %) составляют песок и гравий [*Белов и др., 1985*]. Характерно, что в этих осадках переходной зоны от песков подводного берегового склона к чистым глинистым илам шельфа в гранулометрическом спектре наблюдается либо отсутствие, либо очень малое присутствие алеврита. Примесь грубозернистого материала в осадках седиментационной области шельфа образуется за счёт сноса обломочного материала с берега и ледового разноса [*Гуков, 1998*].

Выявленные одиннадцать донных биоценозов Ленской полыньи существуют в условиях преобладания поверхностной арктической водной массы, в их составе главная

роль принадлежит широко распространенным бореально-арктическим видам зообентоса (рис. 2).

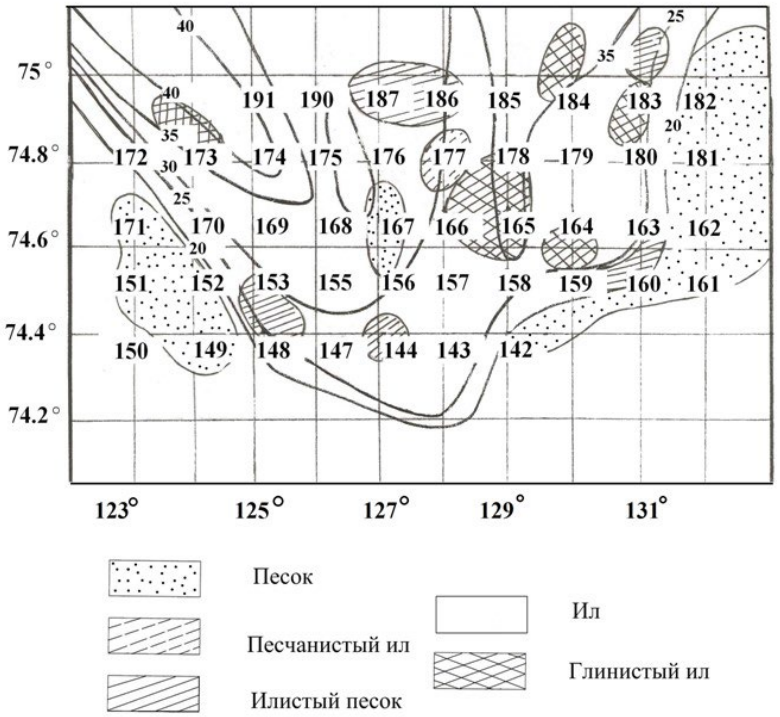


Рис.1. Схема распределения грунтов в районе Анабаро-Ленской полыньи.

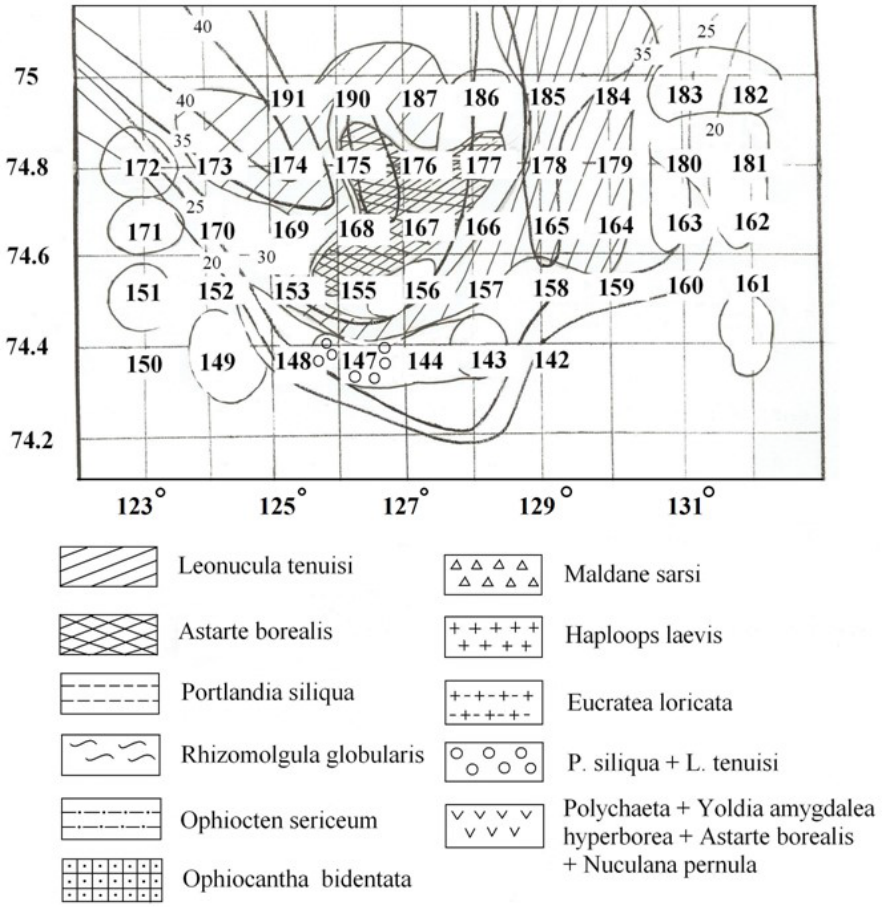


Рис. 2. Схема распределения донных биоценозов в районе Анабаро-Ленской полыньи.

Горизонты сублиторали на глубинах более 20 м характеризуются преобладанием на мягких грунтах с высоким содержанием органического веществ [*Ионин и др., 1987*] собирающих детритофагов и на более твёрдых грунтах при лимите органического вещества – чаще всего, фильтрующих сестонофагов (губок, асцидий, мшанок, моллюсков) [*Gukov, 1995*]. Содержание органического углерода в донных осадках района составляет от 0.5 % до 1.5 % массы [*Гуков, 1999*].

Биоценоз *Astarte borealis,* найден на 5 станциях (155, 167, 175, 177, 211). Он обитает на глубинах от 26 до 38 метров на илу, илистом песке. В пробах обычны следующие виды: *Ophiocten sericeum, Pseudolibrotus nanseni, Rozinante fragilis, Yoldia amygdalea hyperborea, Gersemia fruticosa, Menestho truncatula, Micronephtys minuta, Nephtys longosetosa, Astarte crenata, Nereis zonata, Nicania montaqui, Phillodoce groenlandica, Terebellides stroemi.*

Биоценоз *Portlandia siliqua* встречен на 16 станциях (221, 147, 210, 215, 139, 224, 213, 223, 216, 181, 214, 220, 222, 162, 217, 163) на глубинах 14,5 – 26,0 м на илу, глинистом илу и песчаном грунте. В фауне доминируют детритофаги, такие, как моллюски *P. siliqua, Y. amygdalea hyperborea, Nuculana pernula, Leionucula tenuisi,* полихеты *Terebellides stroemi, Harmothoe imbricata, Ampharete vegae.* В числе организмов были фильтраторы *A. borealis, Tubularia indivisa, Polymastia mammillaris, Ampelisca eschrichti.* Биоценоз *P. siliqua* характеризуется плотностью поселения макробентоса 1240 экз./м^2 и биомассой 122 г/м^2.

Биоценоз *Rhizomolgula globularis* встречен на 3 станциях (171, 182, 183) на глубинах от 12 до 28,5 на песке и глинистом илу. Важнейшим компонентом биоценоза являются сестонофаги, по плотности поселений доминируют моллюски: *A. crenata, Macoma loveni*;

Биоценоз *Ophiocten sericeum* найден на глубинах от 15 до 28 м на илу и песке (ст. 145, 151, 156, 172) при солености 31,2 ‰ биоценоз *Ophiocten sericeum* имеет плотность поселений макробентоса 2400 – 1820 экз./м^2 и биомассу 86.0 – 202.4 г/м^2. В биоценозе насчитывается 35 видов макробентоса. Офиура *O. sericeum* в районах дрейфующих льдов и Сибирской полыньи является биоценозообразующим видом [*Гуков и др., 2001*].

Биоценоз *Ophiocantha bidentata* найден на станции 149 на глубине 18 м и песчаном грунте. В составе биоценоза встречены: *Ampelisca latipes, O. bidentata, M. rinkii, D. sulcata, O. novaezemlensis, O. sericeum, O. glacialis.*

Биоценоз *Maldane sarsi* встречен на ст. 143 на глубине 25 м и илистом грунте. Плотность поселения доминирующего вида составляют: *Cumacea gen. sp., M. minuta, Monoculodes sp., M. calcarea, N. pernula, O. gigantea, Cirratulis cirratus, L. tenuisi.*

Биоценоз *Haploops laevis* найден на ст. 158 и 186 на глубине 33-36 м, на песчанистом илу и глинистом илу. Плотность поселений макробентоса составляет 2440 экз./м^2, биомасса – 151.8 г/м^2. Доминируют амфиподы *H. laevis* с плотностью поселений 1280 экз./м^2 и биомассой 34.98 г/м^2. Они строят широкие плоские трубки. Эпифауна представлена видами *Monoculodes borealis, Acanthostepheia* sp*., Pseudolibrotus nanseni*. Полихета *Eteone longa* имеет плотность поселения до 640.5 экз./м^2 и биомассу 11.5 г/м^2. В составе биоценоза гастроподы *C. clausi, C. occulta, Obesotoma gigantea, Retusa pertenuis,* изоподы (с общей биомассой 6.83 г/м^2), полихеты *Chaetoceros* sp и др.

Биоценоз *Eucratea loricata* встречен на ст. 144 на глубине 33 м и песчанистом илу. Фильтраторы *E. loricata, Nicania montaqui* доминируют в этом биоценозе. Биоценоз *E. loricata* характеризуется плотностью поселений 400 экз./м^2 и биомассой 151 г/м^2.

На ст. 147 найден биоценоз *Portlandia siliqua + Leionucula tenuisi* на глубине 30,5 и илистом грунте. В составе биоценоза встречены *S. sabini, O. sericeum, N. pernula, Y. amygdalea hyperborea, P. nanseni, L. tenuisi.*

На ст. 211 найден биоценоз *Portlandia siliqua + Astarte borealis* на глубине 25 м, на песчанистом илу. Бентос состоит из моллюсков*: P. siliqua, A. borealis, polychaets (T. stroemi).*

Биоценоз *Leionucula tenuisi* найден в диапазоне глубин от 29 до 42 м, на различных грунтах: на 17-ти станциях: (179, 164, 146, 159, 153, 157, 176, 164, 187, 178, 173, 174, 190, 218, 168, 184, 165). На 9-ти станциях – на илу, на 3-х станциях – на глинистом илу, на одной станции – на песчанистом илу. Доминирующими детритофагами были: *L. tenuisi, P. siliqua, Y. amygdalea hyperborea, Bivalvia, D. sulcata, B. resima (Cumacea).* Наиболее обычны в составе биоценоза хищники немертины, полихеты *Nephtys longosetosa* и гастроподы *Diaphana globosa, C. occulta, Natica clausi, Lunatia pallidus,* кроме полихет *Chaetozone setosa, T. stroemi.*

Табл. 1. Характеристики водных масс и донных отложений в районе Анабаро-Ленской полыньи в сентябре 2008 г.

№ станции	Координаты		Глубина, м	Солёность, ‰	Температура, C°	Грунт	Концентрация кислорода (O_2/л) в придонном слое
	Широта	Долгота					
142	74° 3331'	128° 9975'	18	22.675	-1.140	П	
143	74°3329'	127° 9909'	32.410	32.177	-1.6007	И	6.31
144	74° 3328'	126° 9985'	33.257	32.067	-1.584	ПИ	5.01
147	74° 3327'	125°9945'	30.501	32.267	-1.532	И	
148	74° 333'	124° 9978'	23.218	31.670	-1.464	ПИ	
149	74° 3333'	123° 9969'	16.46	30.73	-1.149	П	6.38
150	74° 3337'	122° 9974'	12.774	29.368	-0.376	П	
151	74° 5016'	122° 9989'	15.124	29.646	-0.765	П	6.97
152	74° 4983'	124° 0006'	21.026	31.195	-1.394	П	
153	74° 4997'	125° 0038'	32.715	32.082	-1.545	И	5.41
154	74° 7162'	125° 291'	42.896	32.201	-1.556	И	
155	74° 4991'	126° 0015'	37.358	32.0325	-1.576	И	
156	74° 5016'	126° 9972'	22.225	32.125	-1.604	П	6.86
157	74° 5003'	128° 0033'	34.494	32.209	-1.063	И	
158	74° 5001'	128° 9991'	35.654	32.114	-1.549	ГИ	8.20
159	74° 5013'	129° 9965'	30.852	31.695	-1.49	ГИ	
160	74° 4998'	130° 9988'	26.770	25.612	-1.173	ПИ	7.88
161	74° 4999'	132° 0081'	16.174	22.678	-0.948	П	
162	74° 6684'	131° 995'	17.28	24.61	-1.14	П	7.72
163	74° 6667'	130° 9965'	24.86	24.52	-1.056	И	
164	74° 6653'	129° 996'	31.240	31.93	-1.496	И	5.76
165	74° 665'	128° 994'	35.761	32.251	-1.606	ГИ	
166	74° 6666'	127° 9952'	31.277	31.813	-1.585	ГИ	6.99
167	74° 667'	126° 9963'	25.784	31.877	-1.578	П	
168	74° 666'	125° 9903'	33.095	31.789	-1.574	И	7.17
169	74° 6654'	124° 9975'	37.37	32.214	-1.568	И	
170	74° 666'	123° 9977'	32.426	31.933	-1.574	И	5.94
171	74° 6648'	122° 9907'	12.885	29.206	-0.157	П	
172	74° 8341'	123° 0047'	28.193	31.722	-1.5306	И	6.16
173	74° 8333'	124° 0018'	37.378	32.255	-1.574	ГИ	
174	74° 8325'	124° 9909'	43.550	32.189	-1.558	И	5.59
175	74° 8307'	125° 9876'	27.341	31.069	-1.442	И	

176	74° 8337'	127° 0023'	33.205	31.953	-1.603	И	7.13
177	74° 8342'	128° 0036'	30.395	31.740	-1.584	ИП	
178	74° 8322'	129° 0008'	37.008	32.624	-1.553	И	6.42
179	74° 833'	130° 004'	34.667	32.885	-1.496	И	
180	74° 8334'	131° 0047'	26.050	29.530	-1.368	ГИ	6.19
181	74° 8331'	132° 004'	15.363	25.142	-1.071	П	
182	75° 001'	132° 0029'	14.796	25.954	-0.989	П	8.05
183	74° 9985'	130° 9957'	28.370	33.026	-1.4903	ГИ	
184	74° 9991'	129° 9877'	37.699	32.732	-1.517	ГИ	6.43
185	75° 0004'	128 ° 9959'	37.655	26.157	-1.562	И	
186	74° 9996'	128 ° 0037'	33.090	31.677	-1.581	ПИ	7.22
187	74° 9999'	126 ° 9958'	34.910	31.863	-1.604	ПИ	
190	75°	126 ° 003'	33.679	31.502	-1.529	И	7.15
191	75°	124 ° 9939'	37.585	32.136	-1.573	И	

Биоценоз *Polychaeta + Yoldia amygdalea hyperborea + A. borealis + Nuculana pernula* найден на ст. 148, 160 и 161 на глубине 33-36 м, на песчанистом илу и глинистом илу. В донной фауне доминируют детритофаги, такие как моллюски *Y. amygdalea hyperborea, P. siliqua, L. tenuisi,* полихеты *Cirratulus cirratus, Ampharete vegae, Amphicteis sundevalli*. Доля детритофагов составляет 60%, в то время как доля фильтраторов колеблется от 30% до 15%.

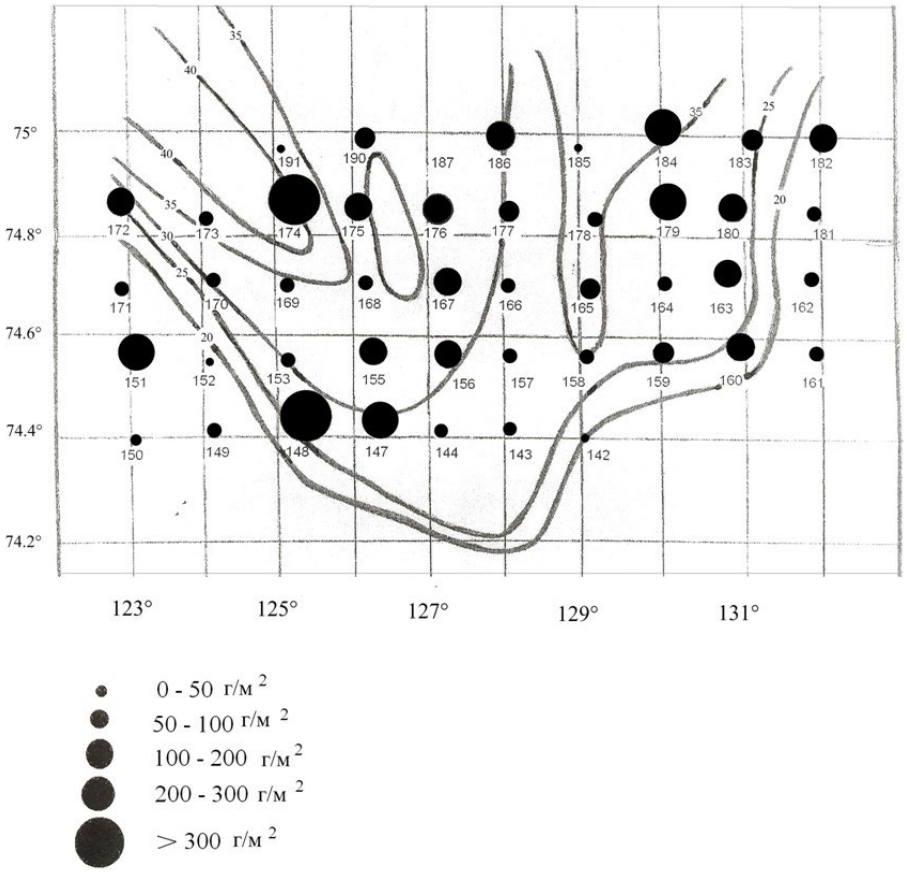


Рис.3. Распределение биомассы зообентоса в донных биоценозах Анабаро-Ленской полыньи.

Плотность поселения организмов макробентоса изменяется на разных станциях от 2600 до 4400 экз./м^2; биомасса изменяется незначительно от 77.4 до 78.6 г/м^2(рис. 3.) На илу (ст. 2) и глинистом илу (ст. 3), обнаружен широко распространенный в морях

Лаптевых и Восточно-Сибирском биоценоз *Portlandia siliqua* (табл. 1). Основная часть шельфа, за исключением узкой прибрежной зоны, является областью безраздельного господства пелитовых осадков, среди которых основное место занимают тонкодисперсные глинистые илы с малым количеством примесей более крупных фракций. Такие илы выстилают поверхность дна на некотором удалении от берега в области открытой части шельфа. Главная их характерная черта – высокое содержание наиболее тонкой субколлоидной фракции [*Гуков, 1998*]. Плотность поселений макробентоса в биоценозе на разных станциях изменяется от 610 (на ст. 2) до 1240 (ст. 3) экз./м^2, биомасса, соответственно, от 76.0 до 122.0 г/м^2 (табл. 2). Характерными видами являются двустворчатые моллюски – детритофаги *P. siliqua, Thyasira gouldi*, изоподы *Saduria sabini*. В пробах присутствовали кумовые раки *Diastylis borealis, Brachydiastylis resima*, бокоплавы *Onisimus sp., Monoculodes borealis, Arrhys phyllonyx*, *O. sericeum, T. gouldi, P. glacialis, Aglaophamus malmgreni, Terebellides stroemi*.

В инфауне доминируют по биомассе двустворчатые моллюски – детритофаги *P. siliqua, L. tenuisi*, *T. gouldi*, полихета *Harmothoe imbricata*, брюхоногие моллюски *Propebella exarata, Oenopota novaezemlensis*. В составе этого биоценоза, найденного на разных станциях на илистом песке и глинистом илу, мшанки *Carbasea carbasea*, оболочники, полихеты *Micronephtys minuta*, *Terebellides stroemi,* голотурия *Ocnus glacialis*, двустворчатые моллюски, существуют в условиях дефицита кислорода (от 6.19 до 6.7 мл O_2/л).

На станции 8, которая находилась на глубине 32.0 м на песчанистом илу, биоценоз *Ocnus glacialis* имеет плотность поселений макробентоса 3150 экз./м^2 и биомассу 233.5 г/м^2. В биоценозе доминируют голотурии с плотностью поселений 1280 экз./ м и биомассой 44.98 г/м^2. Среди видов эпифауны доминируют *Monoculodes borealis, Acanthostepheia sp., Pseudolibrotus nanseni, Monoculopsis longicornis.* Меньшее значение имеют полихеты *N. longosetosa, Euchone analis*, соответственно, 606.5 экз./м^2 и 11.5 г/м^2.

На станции 9, которая располагалась на глубине 27.0 м на илу, биоценоз *Haploops laevis* имеет плотность поселений макробентоса 2440 экз./м^2 и биомассу 151.8 г/м^2. В биоценозе доминируют амфиподы *H. laevis* с плотностью поселений 1280 экз./ м и биомассой 34.98 г/м^2. Они строят широкие плоские илистые трубки. Среди других видов эпифауны доминируют *Monoculodes borealis, Acanthostepheia sp., Pseudolibrotus nanseni., Scoloplos armiger*. Среди полихет заметную роль играют 2 вида, которые имеют приблизительно одинаковые показатели биомасс: *Terebellides stroemi* (3.1 г/м^2) и *Chaetozone setosa* (3.0 г/м^2), На ст. 6 на глинистом илу и глубине 57.1 м обнаружен биоценоз *Polychaeta* с плотностью поселений 2360 экз./м^2 и биомассой 118.3 г/м^2.

Выводы. Схема расположения донных осадков в исследованном районе не изменилась по прошествии 15 лет. Ощутимых изменений биологических показателей за прошедший период (17лет) не отмечено, что говорит о высокой степени устойчивости экосистемы. Максимальные значения биомасс были отмечены в биоценозах, существующих в воде с соленостью от 31.80 ‰ до 31.90 ‰ в ядрах водных масс [*Гуков, 1999; Gukov, 1995*]. Макробентос в биоценозах полыньи в период наблюдений существовал в диапазоне температур от 2.0 С° до –1.39 С°. Максимальная биомасса обнаружена при температуре –1.17 С°. Минимальное содержание растворенного кислорода в придонном слое воды (5.13 млO_2/л) обнаружено на ст., максимум – (7.43 млO_2/л) на ст. В большинстве случаев значения низкие значения – от 5 млO_2/л до 6 млO_2/л соответствовали высоким значениям биомассы – от 151.0 г/м^2 до 233.5 г/м^2.

ЛИТЕРАТУРА

Белов Н.А., Кошелев Б.А., Лавров В.М. Содержание органического углерода // Атлас Арктики. М.: ГУГК, 1985. С.95.

Гуков А.Ю. Экосистема Сибирской полыньи. М., Научный мир, 1999. 334 с.

Гуков А.Ю., Антонов М.В., Талденкова Е.Е., Шмид М.К. Особенности фациального распределения макробентоса у кромки припайного льда // Океанология, 2001. Т. 41. № 3. С. 414-421.

Гуков А.Ю. Сезонная динамика биологических процессов в арктических заприпайных полыньях / Климатическая и межгодовая изменчивость в системе атмосфера-суша-море - в американо-азиатском секторе Арктики // Тр. Арктич. регионального центра, Т.1, Владивосток: изд-во Дальневосточного ун-та, 1998. С. 171-188.

Ионин А.С., Медведев В.С., Павлидис Ю.А. Шельф: рельеф, осадки и их формирование. 1987. М.: Мысль, 205 с.

Gukov A. Trophic structure of the benthos of the Lena Polynya // Berichte Zur Polarforschung. 1995. Vol. 176. P. 230-232.

BOTTOM SEDIMENTS AND BOTTOM BIOCOENOSIS IN AREA OF ANABAR-LENA POLYNYA

Gukov A.Yu.

Yakutsk Department Hydrometeorology and Environmentall Monitoring , Tiksi, Russia

Eleven bottom biocenoses have been identified in the area of the Lena zapripaynaya polynya, the species composition of which is characteristic of the surface Arctic water mass. Biocenoses are characterized by a relatively high settlement density (up to 3,100 units/m^2) and high biomass (up to 220.5 g/m^2). The number of species increases with distance from the coast and with depth, widespread Boreal Arctic species prevail. The distribution of macrobenthos biomass is closely related to sediment characteristics and salinity. The biomass of macrobenthos in the surface Arctic water mass is significantly higher than in the estuarine Arctic and has a noticeable tendency to decrease in the zones of convergence of water masses.

Keywords: *polynya, ecosystem, biocenosis, Laptev Sea, Arctic shelf*

REFERENCES:

Belov N.A., Koshelev B.A., Lavrov V.M. Organic carbon content // Atlas of the Arctic. Moscow: GUGK, 1985. P.95. (in Russiam).

Gukov A.Yu. Ecosystem of the Siberian Polynya. Moscow, Nauchny Mir, 1999. 334 p. (in Russiam).

Gukov A.Yu., Antonov M.V., Taldenkova E.E., Shmid M.K. Features of the facies distribution of macrobenthos at the edge of fast ice // Oceanology, 2001. Vol. 41, No. 3. P. 414-421.

Gukov A.Yu. Seasonal dynamics of biological processes in Arctic fast ice polynyas // Climatic and interannual variability in the atmosphere-land-sea system - in the American-Asian sector of the Arctic // Proceedings of the Arctic regional center, Vol. 1, Vladivostok: Far Eastern University Press, 1998. Pp. 171-188. (in Russiam).

Ionin A.S., Medvedev V.S., Pavlidis Yu.A. Shelf: relief, sediments and their formation. 1987. Moscow: Mysl, 205 p. (in Russiam).

Gukov A. Trophic structure of the benthos of the Lena Polynya // Berichte Zur Polarforschung. 1995. Vol. 176. P. 230-232.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-42-48

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ УЛЬТРАЗВУКОВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ СЛАБО КОНСОЛИДИРОВАННЫХ МОРСКИХ ОСАДКОВ АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА ПО МАТЕРИАЛАМ ЭКСПЕДИЦИИ TTR-24

✉*Дернова А.С.[1], Аксенов А.О.[2,3,4], Пирогова А.С[1], Пухов Т.Д.[1], Ошкин А.Н.[1]*

[1] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург, Россия
[3]СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
[4]ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия
✉*azya98@ya.ru*

В работе приведены предварительные результаты ультразвуковых исследований слабо консолидированных морских осадков, отобранных в экспедиции TTR-24 на шельфе Карского и Лаптевых морей. Ультразвуковые измерения сопоставлены с результатами литологического описания, инженерных исследований физико-механических свойства, а также с данными акустического профилирования, что позволило на качественном уровне связать скорости с характеристиками осадков. Медианные значения скорости продольных волн составляют 1.57–1.70 км/с, увеличиваясь в более плотных осадках.

Ключевые слова: *ультразвуковые исследования*, *акустическое профилирование, Карское море, море Лаптевых, слабо консолидированные морские отложения*

Введение. Возрастающая потребность в освоении месторождений углеводородов на арктическом шельфе России обуславливает необходимость комплексного изучения инженерно-геологических характеристик морских осадков. Особое значение приобретает исследование строения и свойств верхней части геологического разреза, представленной современными и позднечетвертичными морскими слабо консолидированными отложениями. Изучение свойств и пространственной изменчивости слабо консолидированных отложений верхней части разреза является важнейшей задачей при инженерно-геологических и геотехнических исследованиях арктического шельфа.

Ультразвуковые исследования (выше 20 кГц) являются одним из способов получения значений скоростей упругих волн в осадках. В рамках экспедиции TTR24 на НИС «Академик Борис Петров» в Карском море и море Лаптевых гравитационные трубки вскрывали донные отложения, представленные мягкими водонасыщенными илами, тонкодисперсными глинами, песчано-илистыми разностями и уплотненными алевропелитами. Донные осадки характеризуются высокой пористостью и низкой степенью уплотнения.

Опубликованные исследования показывают, что скорости упругих продольных волн в слабо консолидированных морских осадках обычно изменяются в диапазоне 1450–1650 м/с и хорошо коррелируют с пористостью и гранулометрическим составом. Например, Li et al. [*2023*] получили значения в диапазоне 1460–1615 м/с для илов и глин Южно-Китайского моря; Orsi & Dunn [*1991*] отмечали разброс 1490–1736 м/с для гляцио-морских отложений Баренцева моря; Wang et al. [*2018*] наблюдали около 1470 м/с в илах. Несмотря на различия между регионами, тенденция сохраняется: рост пористости ведет к снижению скорости, тогда как уплотнение и укрупнение зерен – к её увеличению.

Расположение района работ и фактический материал. На Северо-Карском полигоне было выполнено 1970.3 погонных километров акустического профилирования, а также отобрано 15 ударно-гравитационных труб, из которых две были взяты в качестве дублирующих (рис. 1). Дублирующая трубка TTR24-AR-571G_2 была отобрана на полигоне работ «Самойлович», TTR24-AR-578G_2 – на полигоне «Лима». На дублирующих трубках были выполнены ультразвуковые исследования. Согласно геоморфологической карте [*Государственная…, 2011а*] и карте четвертичных отложений [*Государственная…, 2011б*], станция TTR24-AR-571 расположена на шельфовой равнине

в зоне распространения морских отложений голоцена а 578G_2 – на ледниковом плато в зоне распространения ледниково-морских отложений сартанского горизонта верхнего неоплейстоцена.

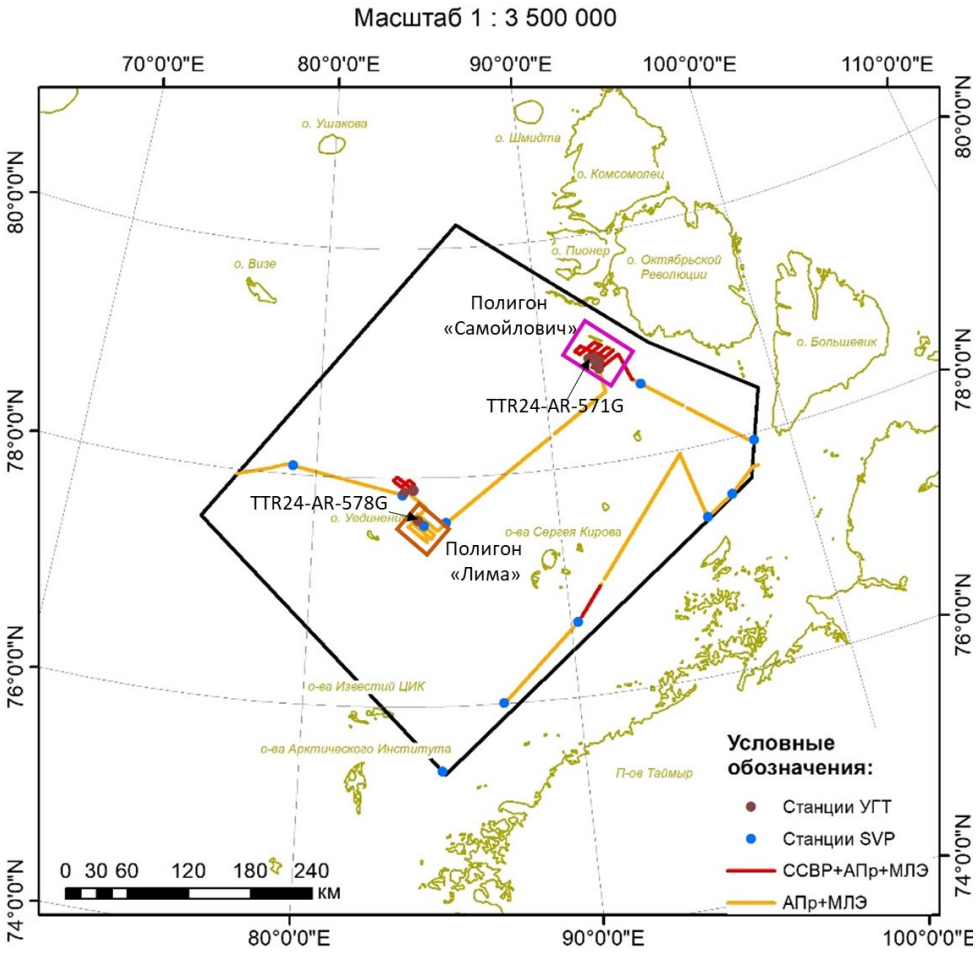


Рис. 1. Схема фактического материала полигона работ "Северо-Карский". Коричневыми точками показаны станции пробоотбора ударными гравитационными трубками (УГТ), синими точками – станции, на которых выполнялась запись профиля скорости звука (SVP), красными линиями показаны профили сейсморазведки сверхвысокого разрешения (ССВР), желтыми – профили акустического профилирования (АПР) и многолучевого эхолотирования (МЛЭ), черной рамкой обозначен полигон исследований в Карском море

Методика и аппаратура ультразвуковых исследований

При проведении ультразвуковых исследований была использована следующая аппаратура: генератор тока, 2 пьезоэлектрических датчика продольных волн, осциллограф и компьютер (рис. 2). Измерение скорости распространения упругих волн проводилось методом прямого просвечивания вдоль трубки через каждые 5 см, при котором датчики располагались друг напротив друга (рис. 3).

Результаты работ. На рисунках ниже (рис. 5 и 6) представлены разрезы акустического профилографа с отмеченными положениями станций пробоотбора, а также профили скорости звука, полученные для отобранных колонок донных отложений. Поскольку станции TTR24-AR-571G_2 и TTR24-AR-578G_2 не вскрывались на борту НИС «Академик Борис Петров», в настоящее время есть описание только вскрытых дублей (TTR24-AR-571G_1 и TTR24-AR-578G_1), для которых также были проведены измерения физико-механических свойств и магнитной восприимчивости (рис. 4).

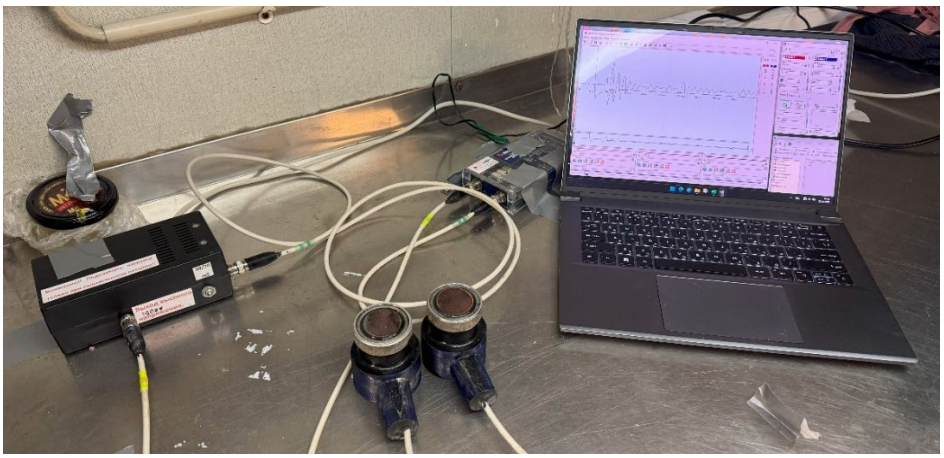


Рис. 2. Используемая аппаратура.



Рис. 3. Пример расположения датчиков при измерениях на трубке.

Мощность вскрытых осадков в станции TTR24-AR-571G_1 составила 243 см. Согласно литологическому описанию, проведенному в бортовой лаборатории, колонка представлена песчано-пелитовыми алевритами и алевропелитами, в которых с увеличением глубины растет количество стяжений гидротроилита. Интервал 184-243 см представлен более песчанистыми, по сравнению с вышележащим слоем, алевропелитами. Увеличение песчанистости отражается на графике плотности и сопротивления сдвигу – значения этих параметров в интервале плавно возрастают (рис. 4). Также можно видеть увеличение значений магнитной восприимчивости (рис. 4), что в совокупности может говорить о том, что этот интервал вскрыл более древние отложения, предположительно верхнего неоплейстоцена-раннего голоцена (III**sr**-H[1]). На профиле скорости звука станции TTR24-AR-571G_2 (рис. 5) наблюдается увеличение скорости на глубине от 150 см и ниже – в этом интервале медианное значение устанавливается на уровне 1.6 км/с, тогда как в верхнем интервале – 1.55 км/с.

Станция TTR24-AR-578G_1 сложена алевритами, глинистыми и песчаными, общая мощность колонки составила 85 см. Осадок обладает большим сопротивлением на сдвиг: максимальное значение этого параметра на станции TTR24-AR-578G_1 составляет 10 кПа, тогда как на станции TTR24-AR-571G_1 – 8 кПа. Скорость звука на дублирующей станции TTR24-AR-578G_2 также выше – медианное значение здесь составляет 1.7 км/с (рис. 6). В интервале 45-55 см наблюдается уменьшение скорости, что предположительно связано с уменьшением песчаной составляющей в осадке, аналогично интервалу глубин 6-24 см в станции TTR24-AR-578G_1, сложенному глинистым алевритом. Также можно видеть корреляцию таких параметров, как прочность на сдвиг и магнитная восприимчивость.

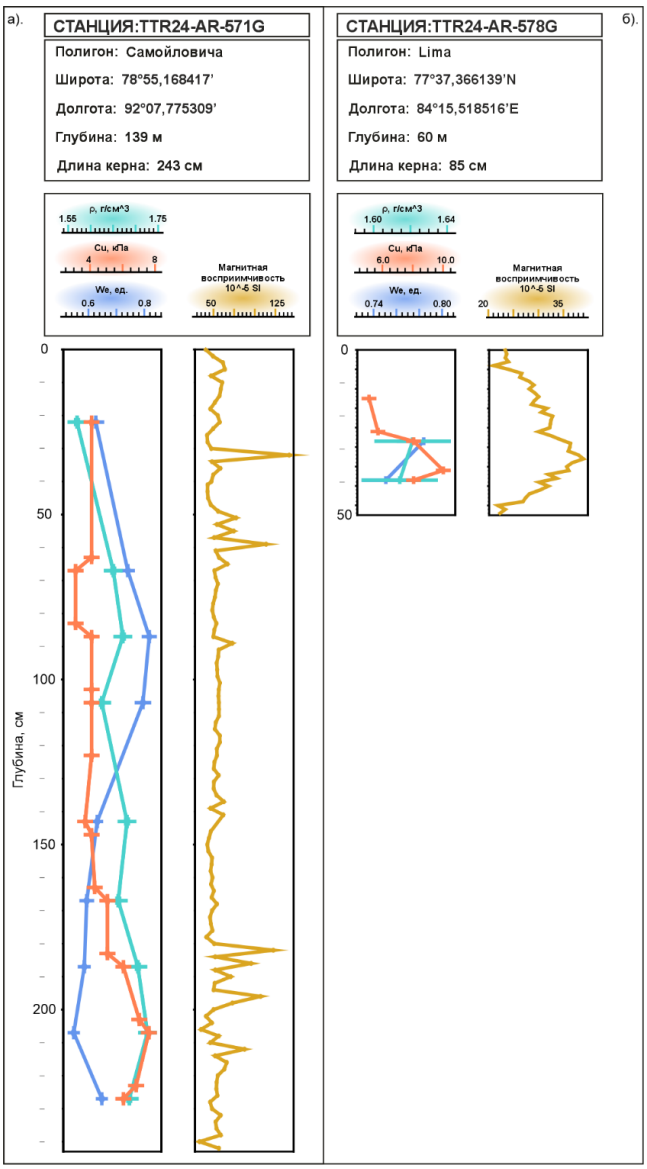


Рис. 4. Результаты измерений физико-механических свойств и магнитной восприимчивости на колонках 571G_1(а) и 578G_1(б). Зеленым цветом показана кривая плотности, оранжевым – прочности, синим – влажности, желтым – магнитной восприимчивости.

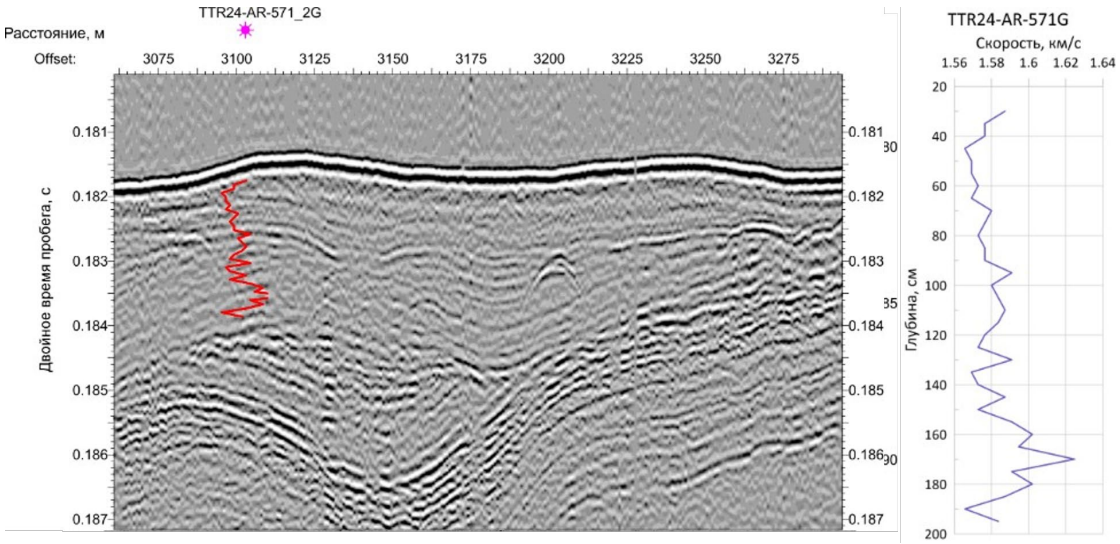


Рис. 5. Положение станции TTR24-AR-571G_2 на разрезе АПр (слева) и профиль скорости звука по гравитационной трубке (справа). Красным на разрезе показан профиль скорости звука.

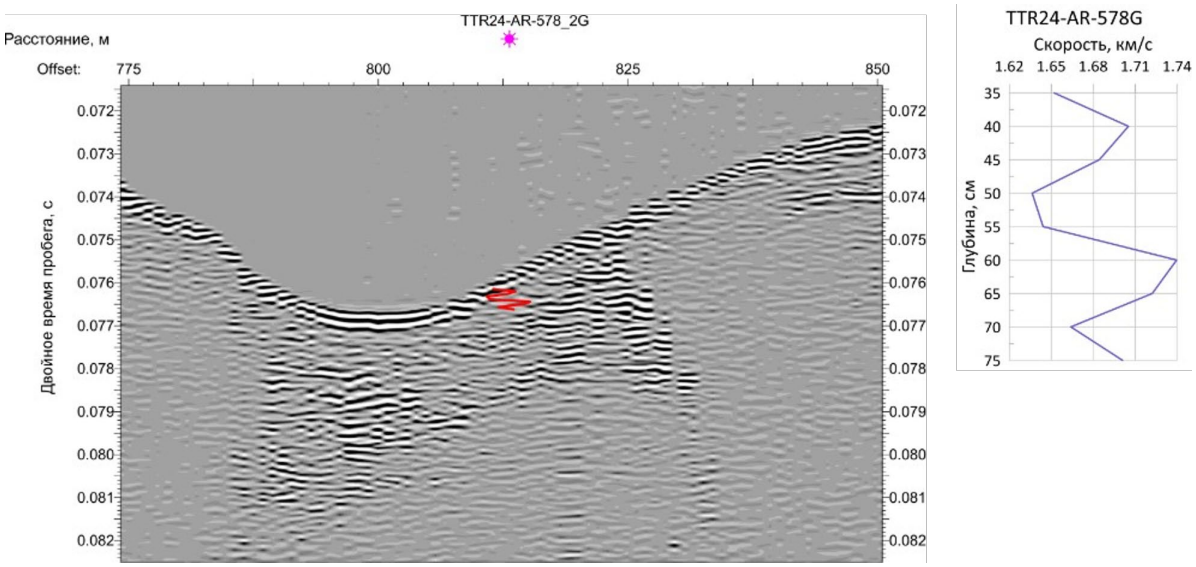


Рис. 6. Положение станции TTR24-AR-578G_2 на разрезе АПр (слева) и профиль скорости звука по гравитационной трубке (справа). Красным на разрезе показан профиль скорости звука.

На рисунке 7 представлены результаты сейсмостратиграфической интерпретации разреза АПр. Границы были проведены по угловому несогласию и по отличиям волновых картин для сейсмокомплексов. Выделенные комплексы скоррелированы с описанными выше слоями станции TTR24-AR-571G_1. Первый сейсмокомплекс (СК 1) характеризуется волновой картиной с субпараллельными слабо выраженными по амплитудам отражениями. В СК 1 фиксируются множественные дифракции. Ему соответствует интервал колонки 0-90 см, в котором значения сопротивления сдвига для отложений составляют до 5 кПа, а плотность – до 1.65 г/см^3. Волновая картина второго выделенного комплекса (СК 2) представлена так же субпараллельными слабоамплитудными отражениями; встречаются интенсивные дифракторы. В интервале колонки 90-247 см на станции TTR24-AR-571G_1 отложения характеризуется значениями плотности до 1.75 г/см^3, сопротивление сдвигу повышается до 8 кПа. Нижележащий комплекс, на сейсмических разрезах сопоставимый с СК 3, не был вскрыт гравитационной трубкой. СК 3 характеризуется волновой картиной с субпараллельными слабо выраженными по амплитудам отражениями, отделяется от СК 2 по границе стратиграфического несогласия.

Выводы. Полученные результаты ультразвуковых исследований позволяют составить предварительную основу для стратификации изученных донных отложений. В начале послеледниковой трансгрессии (сартанский горизонт, МИС 2) в акваторию центральной части Карского моря поступало большое количество терригенного материала [*Stein et al., 2004*]. В ходе дальнейшего подъема уровня моря происходило смещение области аккумуляции осадков на юг. Это отражается в изменении физических свойств осадка с глубиной: в колонке TTR-AR-571G_1 мы наблюдаем увеличение размерности частиц, сопротивления сдвигу, плотности с глубиной; для станции TTR-AR-571G_2 было зафиксировано увеличение скорости звука с глубиной. На основе этих данных возраст интервала 0-90 см предположительно определяется как средне-верхнеголоценовый (H$^{2-3}$); возраст нижней части осадка предположительно определяется как верхнеопплейстоценовый-нижнеголоценовый (III**sr**-H^1). Физические свойства отобранных осадков на станциях TTR24-AR-578G_1 и TTR24-AR-578G_2 характеризуются повышенными значениями физико-механических свойств и скорости звука, вследствие чего возраст исследуемых осадков предположительно интерпретируется как III**sr**-H^1.

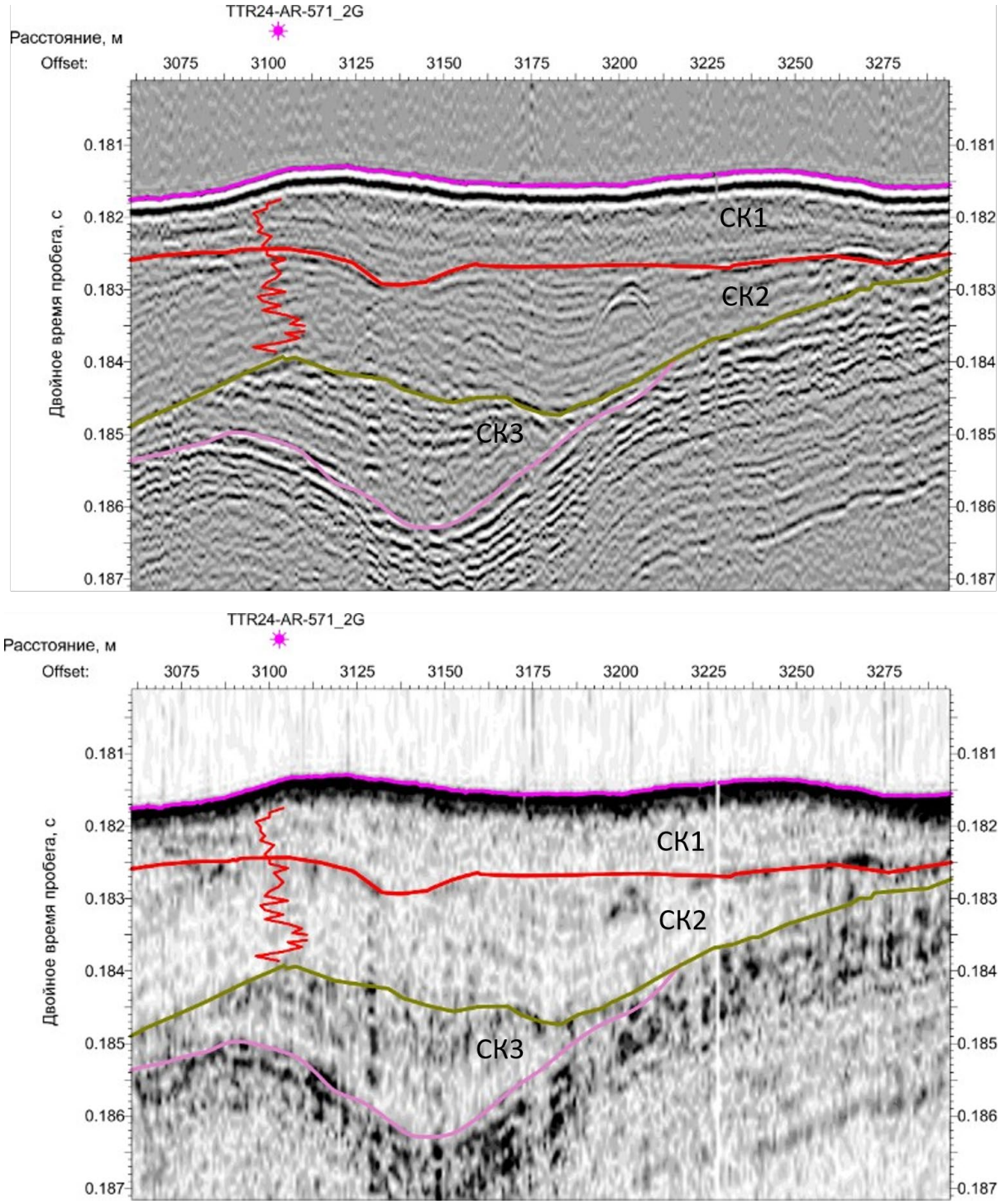


Рис. 7. Разрез АПр, проходящий через станции пробоотбора TTR24_571_2G в амплитудах (сверху) и в огибающей (снизу). Красным на разрезах показан профиль скорости звука.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2025-662/8).

ЛИТЕРАТУРА

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Северо-Карско-Баренцевоморская серия. Геоморфологическая карта. Лист Т-45-48. М. Челюскин. / Под ред. А.А. Макарьева, Е.М. Макарьевой. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2 л.) 2011.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1000000. Третье поколение. Северо-Карско-Баренцевоморская серия. Карта четвертичных

образований. Лист T-45-48. М. Челюскин. / Под ред. А.А. Макарьева, Е.М. Макарьевой. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2 л.) 2011.

Li G., Wang J., Meng X., Hua Q., Kan G., Liu C. Seafloor sediment acoustic properties on the continental slope in the northwestern South China Sea // Journal of Marine Science and Engineering. 2023. Vol. 12. Is. 4, 545. doi:10.3390/jmse12040545

Orsi T.H., Dunn D.A. Correlations between sound velocity and related properties of glacio-marine sediments: Barents Sea // Geo-Marine Letters. 1991. Vol. 11. Is. 3. P. 129–133. doi:10.1007/BF02431033

Wang J., Guo C., Liu B., Hou Z., Han G. Distribution of geoacoustic properties and related influencing factors of surface sediments in the southern South China Sea // Marine Geophysical Research. 2016. Vol. 37. Is. 2. P. 181–195. doi:10.1007/s11001-016-9294-z

Stein R., Dittmers K., Fahl K., Kraus M., Matthiessen J., Niessen F., Pirrung M., Polyakova Ye., Schoster F., Steinke T., Fütterer D.K. Arctic (palaeo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. No.11–13. P. 1485–1511. doi:10.1016/j.quascirev.2003.12.004

PRELIMINARY RESULTS OF SCIENTIFIC ULTRASONIC STUDIES OF UNCONSOLIDATED MARINE SEDIMENTS OF THE ARCTIC SHELF BASED ON TTR-24 EXPEDITION DATA

Dernova A.S.[1], Aksenov A.O.[2,3,4], Pirogova A.S.[1], Puhov T.D.[1], Oshkin A.N. [1]

[1]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[2]Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia
[3]St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
[4]Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

Preliminary results of ultrasonic studies of unconsolidated marine sediments collected during the TTR-24 expedition on the shelf of the Kara and Laptev seas are presented. Ultrasonic measurements were compared with lithological descriptions, engineering studies of physical–mechanical properties, and sub-bottom profiling data, which made it possible to qualitatively relate acoustic velocities to sediment characteristics. Median P-wave velocities range from 1.57 to 1.70 km/s, increasing with density of the sediments.

Keywords: *ultrasonic studies, sub-bottom profiling, Kara Sea, Laptev Sea, unconsolidated marine sediments*

REFERENCES:

State Geological Map of the Russian Federation. Geomorphological Map: Sheets T-45–48, Scale 1:1,000,000. St. Petersburg: Rosnedra, 20113.

State Geological Map of the Russian Federation. Quaternary Deposits Map: Sheets T-45–48, Scale 1:1,000,000. St. Petersburg: Rosnedra, 2011.

Li G., Wang J., Meng X., Hua Q., Kan G., Liu C. Seafloor sediment acoustic properties on the continental slope in the northwestern South China Sea // Journal of Marine Science and Engineering. 2023. Vol. 12. Is. 4, 545. doi:10.3390/jmse12040545

Orsi T.H., Dunn D.A. Correlations between sound velocity and related properties of glacio-marine sediments: Barents Sea // Geo-Marine Letters. 1991. Vol. 11. Is. 3. P. 129–133. doi:10.1007/BF02431033

Wang J., Guo C., Liu B., Hou Z., Han G. Distribution of geoacoustic properties and related influencing factors of surface sediments in the southern South China Sea // Marine Geophysical Research. 2016. Vol. 37. Is. 2. P. 181–195. doi:10.1007/s11001-016-9294-z

Stein R., Dittmers K., Fahl K., Kraus M., Matthiessen J., Niessen F., Pirrung M., Polyakova Ye., Schoster F., Steinke T., Fütterer D.K. Arctic (palaeo)-river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. No.11–13. P. 1485–1511. doi:10.1016/j.quascirev.2003.12.004

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-49-61

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ (ПАЛЕОГИПСОВЫЙ) ИНДИКАТОР ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ИНГРЕССИЙ В ДОЛИНЫ СЕВЕРНЫХ РЕК РОССИИ: ПРОВЕРКА И ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ

✉*Жарков В. А.*[1], *Шуйский А. С.*[2]

[1]Межведомственный стратиграфический комитет. Комиссия по неогеновой системе (МСК). Сыктывкар, Республика Коми, Россия
[2]Институт Геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, Республика Коми, Россия

✉*Vladimir.a.zharkov@gmail.com*

Промежуточные результаты исследований погребённого торфяника, входящего в состав отложений высокой террасы р. Вымь, эродированной приустьевым участком р. Кылтовка, вновь подтвердили высокие прогностические свойства гляциоморинной модели развития Печоро-Вычегодского региона в неоплейстоцене. Кроме агрегатов аутигенного гипса и фрамбоидального пирита, впервые обнаруженных на высохших поверхностях образцов торфа и древесины [*Жарков, 2024*] найдены: ожидаемо барит и, неожиданно, галит и сильвин. Находка галогенов говорит о том, что источником солей являются морские воды, затопившие долину р. Вычегда, и пропитавшие породы, оказавшиеся на морском дне.

Ключевые слова: *погребённый торфяник, аутигенные минералы, фрамбоидальный пирит, приледниковое озеро Коми, бореальное море, эстуарий, эем, голштиний*

Введение. Настоящая статья является версией одноимённого доклада, подготовленного к XI Всероссийской конференции по изучению четвертичного периода, прошедшей в Институте Карпинского в сентябре текущего года. В установленном порядке было зарегистрировано название, отвечающее теме «**методы исследований четвертичных отложений**», указанной в списке трёх первых циркуляров. Но после отправки тезисов мы получили от оргкомитета сообщение: *«… Благодарим за интерес, проявленный к XI Всероссийской конференции по изучению четвертичного периода. К сожалению, присланные Вами тезисы* ***не соответствуют её тематике****, поэтому мы не можем предоставить Вам трибуну для устного или стендового выступления...»*. Для легитимации причины отказа, чтобы она не выглядела откровенно лживой, «нашу» тему *исключили* из перечня тем, перечисленных в четвёртом циркуляре. Некий цензор из оргкомитета, усмотревший в тезисах крамолу, не удосужился исключить из циркуляра и тему «**палеогеография четвертичного периода**», ибо ингрессии – неотъемлемый элемент палеогеографии. Поскольку в предисловии к опубликованным тезисам конференции обе темы наличествуют, а отклонённые тезисы названы непрофессиональными, стало ясно, что истинная причина отказа идейная. Оказалось, что XI конференцию планировали не как серьёзный научный форум, а как междусобойчик адептов ледниковой теории, желающих самоутвердиться и сплотиться вокруг своих фантазий. Возможная цель отказа – отсрочить апробацию предлагаемого индикатора геологами, работающими в северных регионах России. Ведь критерий истины – практика. По закону перехода количества в качество, прогнозируемое нами неизбежное обнаружение палеогипсов и сопутствующих аутигенных минералов в погребённых торфяниках северных рек России за пределами бассейнов рр. Печора и Вычегда, особенно за Уралом, вызовет у думающих специалистов желание разобраться в причинах явления. А установление истинных причин приведёт к непредсказуемым последствиям для ледниковой теории. Организаторы совещания, имевшие уникальную возможность разнести в ходе дискуссии наш доклад в пух и прах, предпочли её избежать, опрометчиво поступив по поговорке «чует кошка, чьё мясо съела». Решение организаторов отклонить тезисы доклада, в очередной раз подтвердило ранее обоснованную [Крапивнер, 2018] шаткость аргументов у ледниковых теоретиков и практиков, и укрепило нашу

уверенность в правильности ледово-морской концепции развития северных территорий России в кайнозое.

Основная часть. Вдоль северных берегов России известно «Огромное распространение трансгрессировавшего моря, заливавшего не только низменные побережья и древние долины, но и обширные междуречные пространства» [*Лаврова, Троицкий, 1960*] (рис. 1). В бассейне р. Печора описаны отложения *ранне-среднечетвертичного* Чулейского моря [*Крапивнер, 1976, 2018*] (рис. 2), переименованного позже в *ранневалдайское* приледниковое озеро Коми (рис. 3) [*Astakhov et al., 1999; Масленникова, Мангеруд, 2001; и др.*] или в *поздневалдайский* Нижнепечорский интрагляциальный бассейн [*Лавров, Потапенко, 2005 и 2012*].

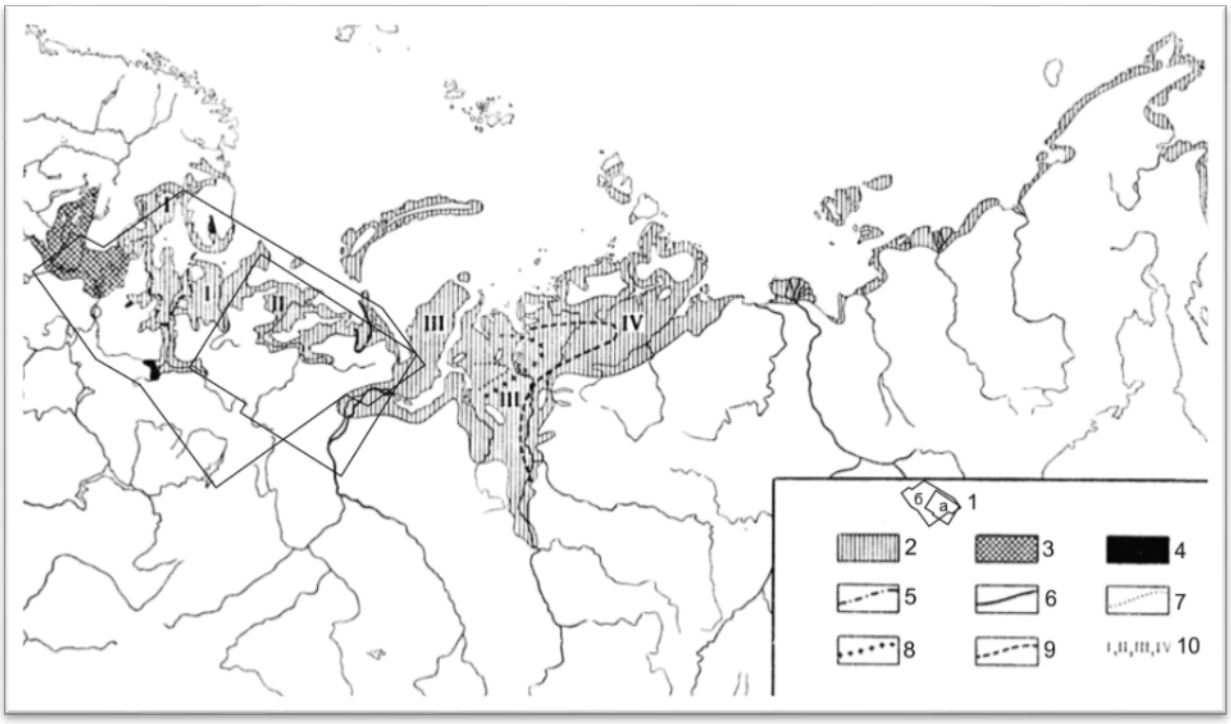


Рис. 1. Бореальное море на севере СССР (по С. Л. Троицкому)
1 – рамки: а – Рис. 2, б – Рис. 3; 2 – территории, покрывавшиеся бореальным морем во время максимума трансгрессии; 3 – Балтийский бассейн во время максимального распространения; 4 – опреснённые участки; 5–9 – границы расселения зоогеографических групп и отдельных видов моллюсков и усоногих: 5 – лузитанских (южнобореальных) видов, 6 – *Mactra elliptica*, 7 – *Cardium edule*, 8 – *Pholas crispatus*, 9 – *Cyprina islandica*; 10 – бассейны (I – Беломорский, II – Печорский, III – Западно-Сибирский, IV – Таймырский).

В бассейне р. Печора протяжённые участки береговой линии Чулейского эстуария (или «озера Коми») хорошо прослежены по аэрофотоснимкам и космоснимкам между 90 и 100-метровыми горизонталями современных топографических карт. В районах локальных неотектонических поднятий отметки подошвы клифа достигают 105–115 м. Вдоль р. Вычегда береговая линия палеобассейна менее выражена, но аэрогеологи [*Лавров, Потапенко, 2012*] установили, что тыловой шов их гамской террасы повсеместно расположен на абсолютной высоте близкой к 100 м. Сосуществование разных мнений о возрасте и происхождении одного и того же палеоводоёма (сравните, без деталей, рис. 3 и 4) вызвано отсутствием бесспорного оценочного критерия. Прямые признаки морской природы кайнозойских отложений: наличие морской фауны и хрупкой микрофауны, палеосолёность среды осадконакопления и т.п., в ледниковых построениях не учитывают. Сторонники ледниковой теории свято верят в то, что покровные ледники способны при своём движении ассимилировать морские признаки из подстилающих морских отложений, переносить их на десятки и сотни километров, и переотлагать в морене или флювиогляциальных образованиях. Находки морской фауны в отложениях чулейской террасы действительно нечасты, что свойственно эстуариям. Но отсутствие находок морской фауны отнюдь не помешало аэрогеологам-гляциалистам [*Лавров, Потапенко,*

2012 (стр. 152–153)] выделить прибрежную террасу Баренцева моря, сложенную отложениями, условно названными озёрно-морскими.

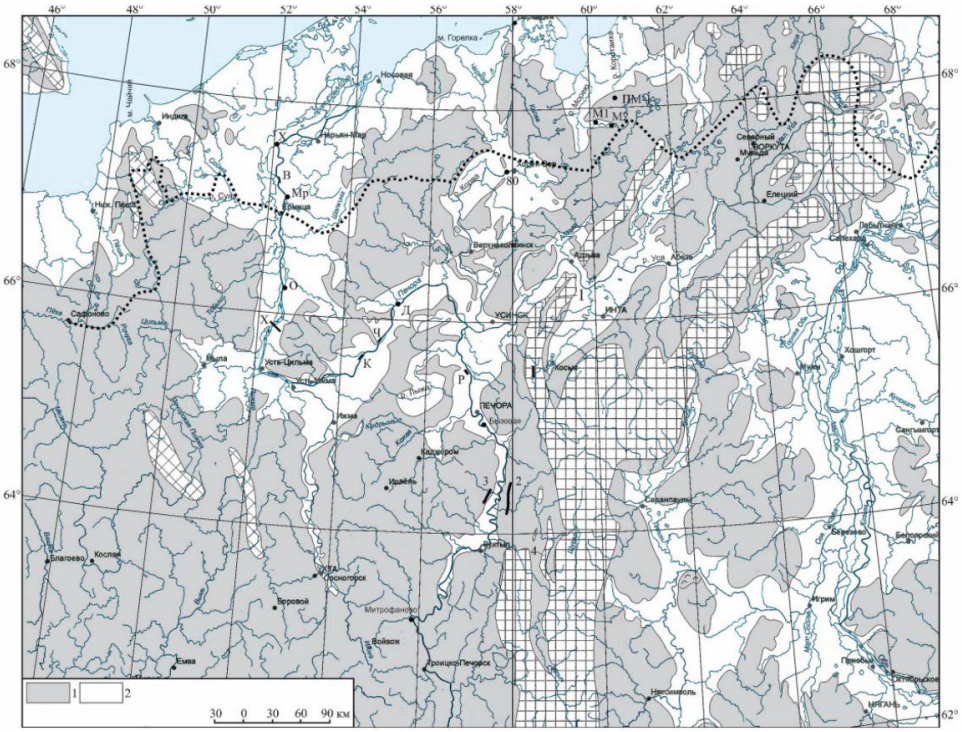


Рис. 2. Карта Чулейского морского бассейна.
Заимствовано, с упрощением условных обозначений, из [*Крапивнер, 2018* (Фиг. 3.2)].
1 – водораздельная равнина; 2 – Чулейский палеобассейн-эстуарий;

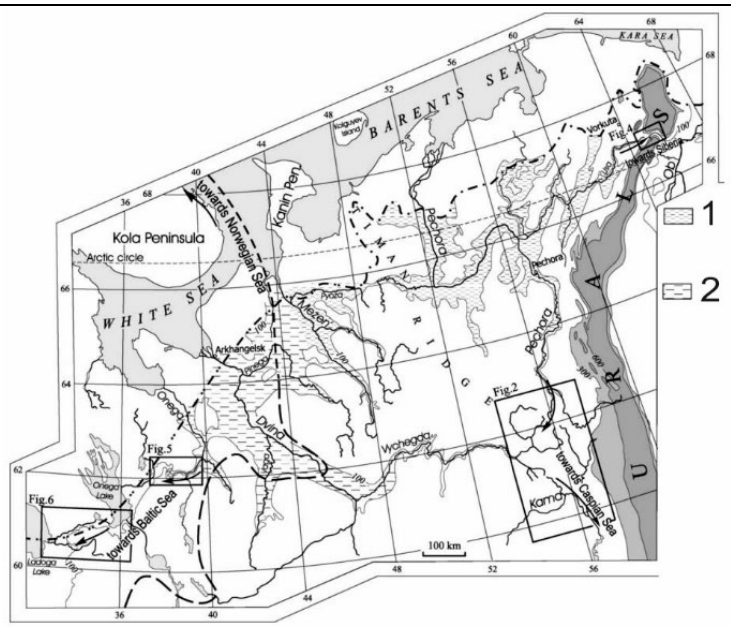


Рис. 3. Карта подпрудных приледниковых озёр [*Maslenikova, Mangerud, 2001* (Fig. 1)].
1 – ранневалдайское озеро Коми (аналог Печорского бассейна, обозначенного на рис. 1); 2 – гипотетическое западное продолжение озера Коми (очевидный аналог Беломорского бассейна, указанного на рис. 1).

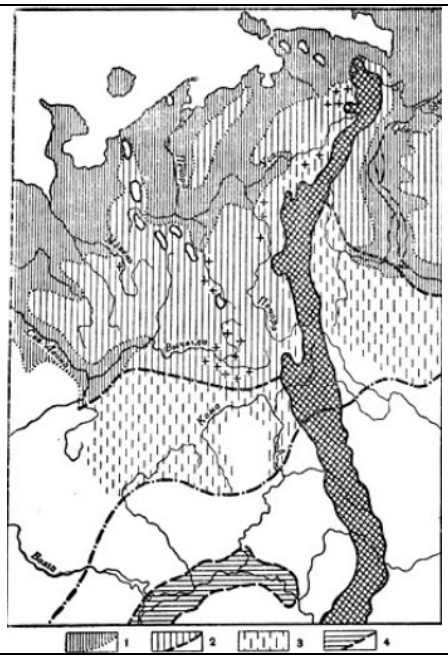


Рис. 4. Границы трансгрессий [*Троицкий, 1964* (Рис. 1)].
1 – площади бореальной трансгрессии; 2 – площади плейстоценовой трансгрессии; 3 – районы предполагаемого распространения плейстоценовой трансгрессии; 4 – площади акчагыльской трансгрессии.

В качестве критерия, неподвластного даже гипотетическим ледникам, мы предлагаем к широкой апробации индикатор, основанный на подмеченном свойстве погребённых глин, торфа, растительных остатков и древесины, пропитанных позже морской водой, консервировать и длительное время сохранять её в своих порах и клетках [*Жарков и др., 2017*]. При испарении законсервированной морской воды образуются заметные солевые выпоты[1], напоминающие мучнистые налёты (рис. 5). При отсутствии таковых, в случае относительно высокой концентрации палеорассолов, высыпки аутигенного гипса на высохших образцах торфа и древесины можно заметить визуально при неярком косом освещении по густым искристым отблескам от граней микрокристаллов. При малой концентрации солей (распреснение палеорассолов грунтовыми водами, либо опреснение морской воды реками непосредственно в эстуарии), гипс можно обнаружить лишь при детальном просмотре поверхностей высохших образцов под бинокуляром.



Рис. 5. Примеры солевых выпотов в естественных обнажениях погребённых торфяников.
а – высыпки агрегатов аутигенного гипса на поверхности обломков торфа в разрезе Лодма-Щелья (р. Сейда);
б – аутигенный гипс (зеленоватое и белое) на поверхностях отлома торфяника Родионово (р. Печора).

Результаты промежуточных исследований разреза «Кылтовка». Разрез известен как стратотип озъягской террасы, сложенной отложениями подпрудного приледникового Озъягского озера [*Арсланов, Лавров и др. 1979; Лавров, Потапенко, 2005*]. Отметим, что абсолютные отметки положения разреза не противоречат принадлежности его и к гамской террасе. В отобранных из этого разреза образцах торфа [*Жарков, 2024*], агрегаты аутигенных солей выросли преимущественно на поверхностях, оказавшихся при высыхании сверху. На поверхности древесной щепы и обломков веточек, аутигенные минералы также обнаружены на поверхностях, располагавшихся при высыхании сверху, но локализованы они вблизи торцевых участков и вдоль трещин, образованных при высыхании. Под бинокуляром видно, что растущие кристаллы и их агрегаты рвут клетки древесины изнутри, показывая тем самым, что палеорассолы законсервированы внутри клеток и пор. На СЭМ изображении это выглядит особенно выразительно (рис. 6).

После визуального обнаружения гипсовых агрегатов, из наиболее представительных участков образцов были изготовлены препараты для получения СЭМ изображений и определения химического состава минералов под электронным микрозондом. При последовательном увеличении СЭМ изображений, помимо фрамбоидального пирита и гипса, были обнаружены розетки кристаллов барита и кубические кристаллики галита и сильвина (рис. 7). Среди кристаллов барита обнаружены индивиды, содержащие до 3,65%

[1] Здесь мы говорим об аутигенных солях на высохших поверхностях отлома заведомо континентальных отложений, которые в ходе ингрессии были длительное время затоплены и пропитаны морской водой.

стронция. Совместное нахождение аутигенных фрамбоидов пирита, кристаллов гипса, галита, сильвина и барита, однозначно подтвердило нашу версию о том, что аутигенные соли образованы из морской воды, законсервированной в порах и клетках растений и древесины. Образование фрамбоидов пирита обычно связывают с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий, усваивающих серу из морской воды [*Толстобродов и др., 2011*].

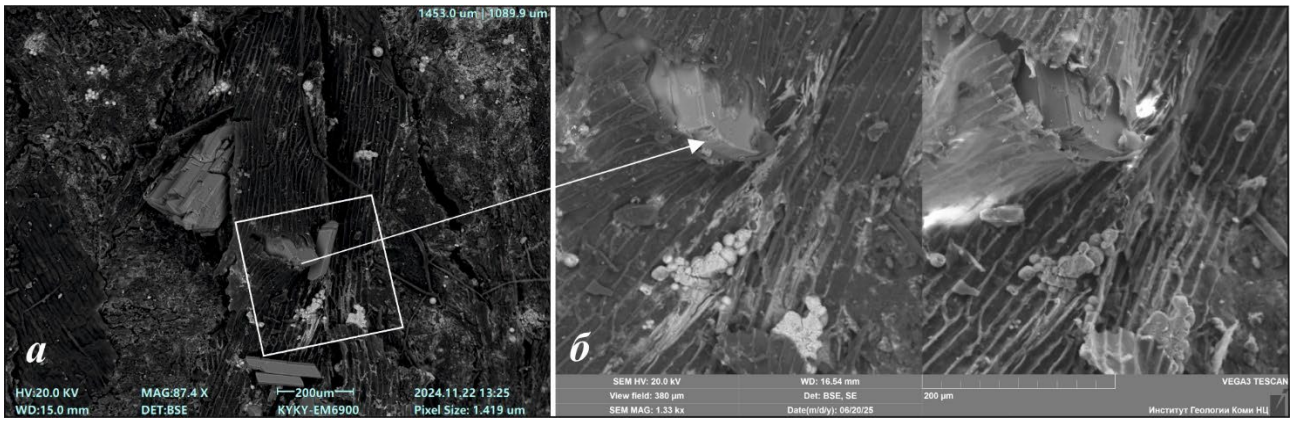


Рис. 6. Фрагмент древесины из Кылтовского торфа с кристаллами гипса, разорвавшими трахеиды. На фото ***а*** и ***б***, неподалёку от кристаллов гипса, видны малые скопления шаровидных фрамбоидов пирита. Заметно, что брусковатый кристалл гипса, видимый в косой рамке на фото ***а*** рядом с рвущим индивидом гипса, отсутствует на фото ***б*** из-за того, что он отвалился при измерительных манипуляциях.

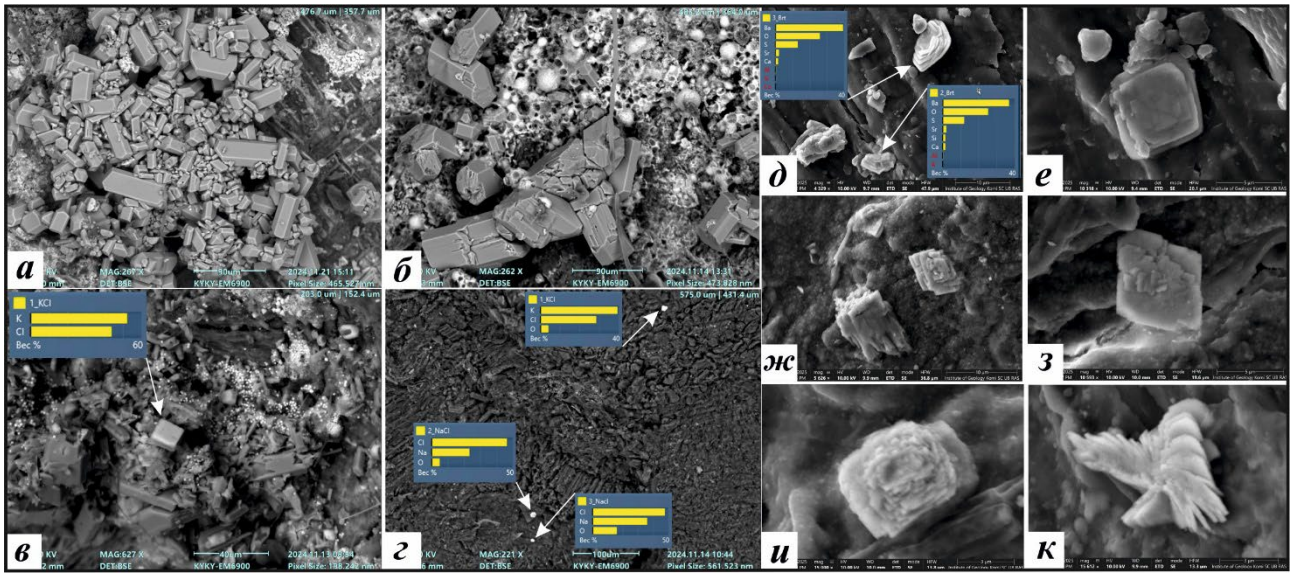


Рис. 7. Облик кристаллов аутигенных солей, выросших на образцах из Кылтовского торфяника. ***а, б*** – брусковатые кристаллы гипса с фрамбоидами пирита; ***в***, ***г*** – кристаллики сильвина и галита; ***д***–***к*** – разнообразные формы кристаллических выделений аутигенного барита.

Результаты собственной апробации палеогипсового критерия. Для дополнительного подтверждения того, что находка аутигенных морских солей в разрезе «Кылтовка» не случайна, а закономерна, мы посетили ещё два обнажения, расположенные в бассейне р. Вычегда на абсолютных отметках ниже 100 м. В них ранее были описаны глины и алевриты с погребённым торфом или растительными остатками.

Первое обнажение, названное нами «Кылтовка-2», расположено в правом борту р. Кылтовка в 12,8 км по аз. 150° от вышеупомянутого стратотипического разреза «Кылтовка» (рис. 8). Его описание взято из отчёта (*Траат Х. О., Лысов Ю. М. Геологическое строение территории листа P-39-XV (отчёт Микуньской геолого-*

съёмочной партии за 1961 г.). Ухта, 1962. Инв. № 3344, ГУ ТФИ РК Комигеолфонд). В т.н. 4075, расположенной в 4 км выше устья р. Сордъёль, на правом берегу р. Кылтовки обнажается:

Индекс	Описание слоя	Мощность (м)
lalQIII	1. Песок мелкозернистый, с гравием и галькой, жёлтый……	6,0
lalQIIod(?)	2. Суглинок тёмно-серый (стально-серый), с редкой галькой, в нижней части сильно илистый, с прослоями торфа…….....	1,5

Интерес вызвал слой 2, включающий торф и датированный одинцовским(?) временем. Посещение обнажения летом 2025 года показало, что вскрыть слой под песками трудно из-за сильного водопритока и перманентного формирования плывуна. Но в 10 м выше по течению от песчаного обрыва, в основании залесённого крутого склона, над урезом воды обнажена сходная по составу слоистая толща мощностью около 1,3 м (снизу-вверх от уреза воды):

№№ п/п	Описание слоя	Мощн. (см)
1	Алевроглина сырая, серая, липкая, со следами ожелезнения и отверстиями от стеблей хвощей(?) в верхней части……	~15
2	Пески серые м/з **слабоводоносные**, в верхней половине с растительными остатками моховидного облика.…….....	~20
3	Глина голубая с растительными остатками и линзочками торфа песчанистого с редкими расплющенными веточками…….	~15
4	Торф моховой(?) с хвощеподобными ребристыми палочками и древесными веточками шириной 1–10 мм, длиной до 8–10 см, сплющенными до толщины 0,5–4 мм. При высыхании концы веточек расщепились, а на некоторых – выросли микроагрегаты кристаллов гипса….	1,5–2,0
5	Глина голубовато-серая, с ожелезнённой верхней границей……	~30
6	Галечно-гравийный горизонт, **слабоводоносный**, с песчаным заполнением и редкими валунчиками. Слой сцементирован оксигидроксидами железа в слабый конгломерат……..	~30
7	Почвенно-растительный слой с корнями деревьев, трав и ягодников……..	> 20

Глины с торфом и отмытые из торфа древесные веточки показаны на рис. 8 (***г***, ***д***). Из веточек, на которых выросли аутигенные соли, изготовлены препараты для получения СЭМ изображений солей и определения их химического и минерального состава (*в работе*).

Отметим, что на КЧО комплекта ГК-1000/3 листа P-39 [*Государственная…, 2016*] опорный разрез под номером 9, сопровождаемый двумя ^{14}C датами (рис. 8 ***а***) и, судя по тексту объяснительной записки, отождествляемый с разрезом «Кылтовка», показан в районе разреза «Кылтовка-2», что является грубой ошибкой составителей карты.

Второе обнажение с глинами, вмещающими растительные остатки и линзы торфа, известно под названиями «Нидзь» и «Биостанция» [*Зарецкая и др., 2014, 2020; Лавров, Потапенко, 2005 и 2012; Lysså et al, 2014*]. Летом 2025 года на поверхности почти чёрных алевритистых глин, обнажённых в основании правобережного обрыва р. Вычегда, мы ожидаемо обнаружили обильные высыпки агрегатов аутигенного гипса (рис. 9). При просмотре высохших образцов в камеральных условиях под бинокуляром, обнаружены свежевыросшие тонкодисперсные (пухоподобные) агрегаты микрокристаллов гипса, не выдерживающие транспортировку. Их СЭМ изображения пока не получены. Образование гипсового «пуха» могло происходить за счёт осмотического притока растворов, обогащённых сульфат-ионом, по межзерновым порам в алевро-глинистом матриксе. Предположение косвенно подтверждается формированием агрегатов относительно крупных пустотелых (футляровидных) кристаллов гипса (рис. 9 ***д***, ***е***). Окончательное заключение о происхождении рассолов будет сделано после микрозондовых исследований.

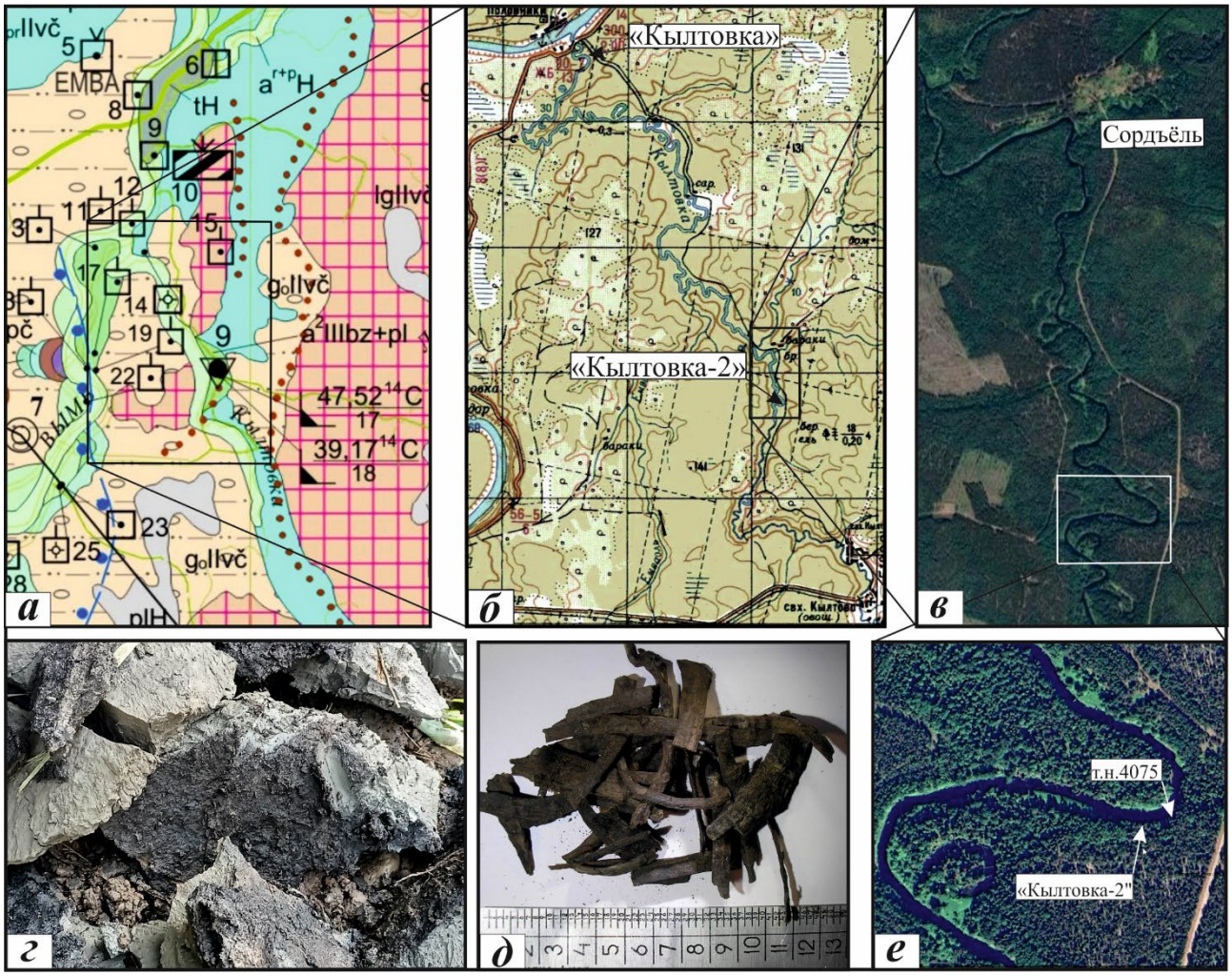


Рис. 8. Расположение разрезов «Кылтовка» и «Кылтовка-2» на КЧО-1000/3 (**а**), топо-200 (**б**) и КС (**в**, **е**).
г – образцы глины с прослоем торфа; ***д*** – веточки, отмытые из торфа в разрезе «Кылтовка-2»

Многообещающий факт в пользу работоспособности палеогипсового критерия получен с помощью учёных–биологов. В материалах 11 конференции «Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России» сообщалось о раковинах моллюсков и обломках древесины, захороненных в отложениях прибрежно-морской террасы Анадырского залива [*Грабовский, Чачавадзе, 2024*]. По нашей просьбе авторы передали для исследований обломки раковин и створок моллюсков (рис. 10 ***а***).

При просмотре поверхности обломков под бинокуляром, мы обнаружили агрегаты аутигенных ***брусковатых*** кристаллов гипса. Они выросли на обрывках конхиолинового слоя (рис. 10 ***б***) и на внутренних поверхностях створок, лишённых перламутра. В пылеватой песчано-алевро-глинистой массе, высыпавшейся из пакетика с раковинами, помимо агрегатов кристаллов гипса, обнаружена створка морской остракоды *Heterocyprideis sorbyana* (Jones). Очевидно, что раковины индицируют морские отложения. Так же ясно, что формирование кристаллов аутигенного гипса происходило не в море, а на суше. Осталось выяснить – достаточно ли было для формирования выросшего гипса реликтовых морских рассолов, или же отложения дополнительно пропитывались морской водой в ходе последующих штормовых волн, волн цунами или же трансгрессий? Из разрезов Анадырского залива необходимы дополнительные сборы фауны и древесины для расшифровки истории образования аутигенных солей.

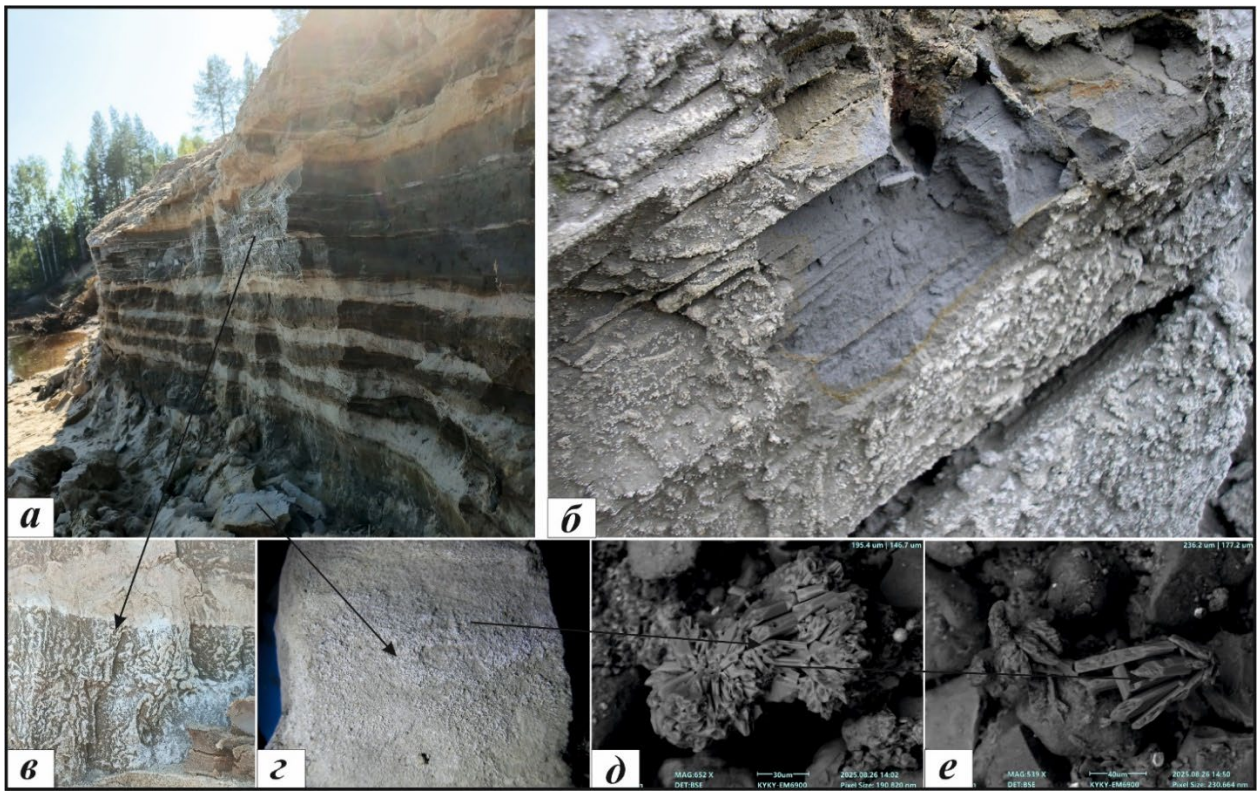


Рис. 9. Сходство аутигенных солей на поверхности слоя глин (а, в) в разрезе «Нидзь» (Биостанция), с таковыми на поверхности алевритов чулейской свиты (**б**) в обн. 1101 р. Бол. Аранец (бассейн р. Печора).

в*–*е последовательное увеличение изображений солей – от мучнистоподобных высыпок ***в*–*г***, до агрегатов футляровидных кристаллов гипса ***д*–*е***. В правой части снимка ***д*** виден округлый фрамбоид пирита.

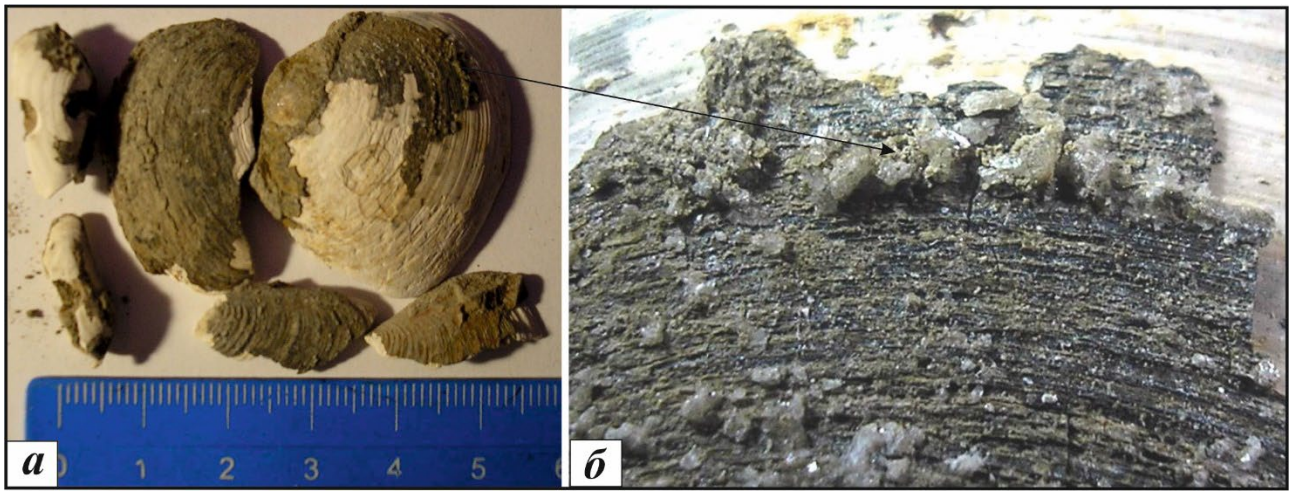


Рис. 10. Створки морских моллюсков (**а**) и кристаллы аутигенного гипса на поверхности конхиолинового слоя (**б**)

О дальнейших исследованиях. Одно из направлений геологического доизучения бассейна р. Вычегда мы видим в установлении достоверного возраста ингрессии, следы которой обнаружены в торфянике «Кылтовка». Представляется, что впервые обнаруженные в торфе и древесине аутигенные минералы индицируют северную (среднечетвертичную) трансгрессию [*Яковлев, 1947*], предшествующую микулинской-эемской. Предполагается также, что она может быть сопоставлена с голштинской трансгрессией Западной Европы. Опубликованные абсолютные датировки четвертичных толщ, изученных в бассейне р. Вычегда, противоречат такому нашему предположению и, по аналогии с обильными абсолютными датами по бассейну р. Печора [*Жарков и др.,*

2024], требуют тщательного и детального анализа, разбора, и выяснения причин несоответствий.

Для долины р. Северная Двина, где наличие морских отложений микулинской трансгрессии общепризнано, опубликована схема миграции подземных вод (рис. 11).

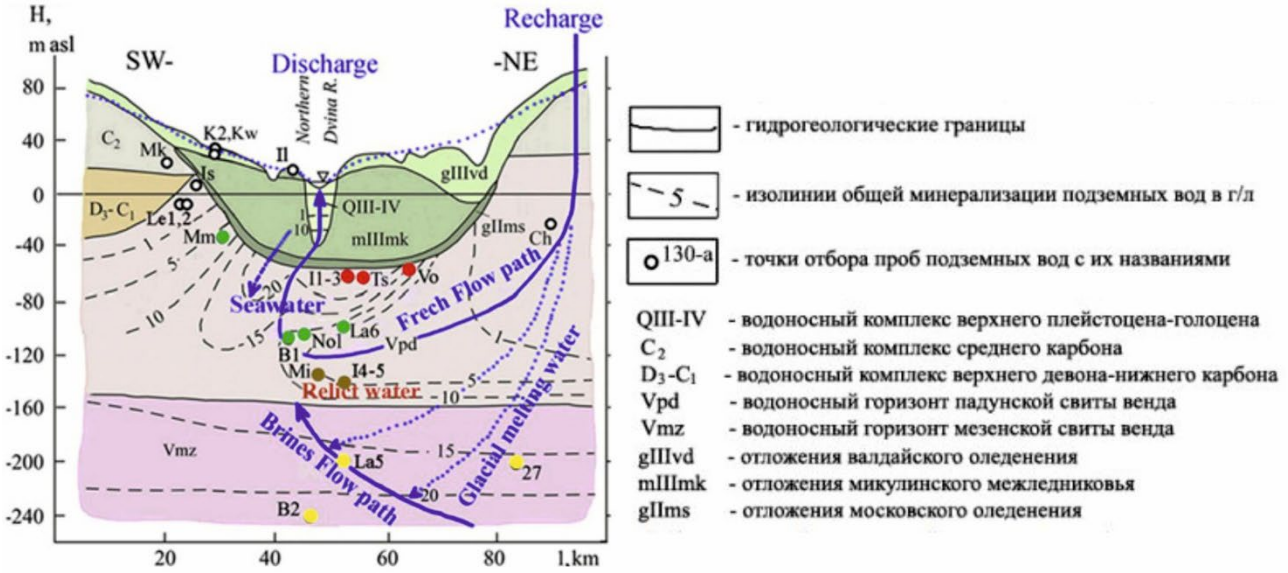


Рис. 11. Схематический гидрогеологический разрез, перпендикулярный главной оси Северо-Двинской впадины, с путями движения пресной воды, талых ледниковых вод, морской воды и рассолов в водоносном горизонте. Заимствовано с упрощением условных обозначений из публикаций [*Malov, Tokarev, 2019* и др.].

Для нас очевидно, что подобная схема может быть составлена гидрогеологами и для долины р. Вычегда. Поэтому авторы настоящей статьи отдают себе отчёт в том, что при апробации палеогипсового критерия, в ряде случаев будет доказано образование аутигенной ***гипсовой*** минерализации не за счёт законсервированных морских вод, а за счёт рассолов или засолённых грунтовых вод, имеющих иную природу. Но в любом случае их происхождение трудно будет связать с деятельностью гипотетических ледников, и это будет шагом вперёд в расшифровке истории развития северных регионов России в кайнозое. Из рис. 11 следует, что аутигенные солевые выпоты будут обнаружены и в бассейне р. Северная Двина, в частности, в довольно хорошо изученном разрезе Толоконка [*Lysså et al, 2014; и др.*]. Насколько нам известно, никто не описывал аутигенную минерализацию в погребённых торфяниках бассейна р. Северная Двина.

Приятно сознавать, что минералы-индикаторы предполагаемых морских обстановок обнаружены нами в ходе спрогнозированного воспроизводимого эксперимента [*Четвериков, 1991*], невозможного в рамках ледниковой «теории». Поэтому геологическому сообществу стоит наконец задуматься – является ли ледниковая теория таковой? Быть может это всего лишь раскрученная идея-гипотеза, не имеющая под собой реального фактического обоснования [*Крапивнер, 2018*], и базирующаяся лишь на домыслах, предположениях, допущениях и фантазиях? При прочтении статей российских и зарубежных учёных про варианты историй развития и путей переливов гипотетических «приледниковых подпрудных озёр», складывается стойкое ощущение переливания из пустого в порожнее. Впечатление усилено тем, что предлагаемые, иногда противоречивые по времени и пунктам перелива, варианты развития этих бассейнов, не сопровождены внятным геологическим обоснованием, зависят лишь от абсолютных дат, что недопустимо из-за известной неоднозначности [*Агатова и др., 2014; и др.*], и подкреплены лишь взаимным цитированием (*кукушки хвалят петухов за то, что хвалят те кукушек*)[2]. В

[2] Модифицированный фрагмент басни И. А. Крылова «Кукушка и Петух».

этих публикациях альтернативная морская природа палеобассейнов [*Крапивнер, 1976, 2018 и др.*] не рассматривается.

Выводы.

1. Результаты апробации палеогипсового критерия, проведённой авторами в бассейне р. Вычегда, позволяют прогнозировать обнаружение аутигенного гипса и сопутствующих минералов в других погребённых торфяниках северных рек России, расположенных ниже 100-метровой абсолютной отметки. Мы надеемся, что предложенный индикатор поможет отличать морские ингрессивные палеобассейны-эстуарии от гипотетических «приледниковых подпрудных озёр», сходных по очертанию границ и геолого-геоморфологическому положению.

2. Удачная находка кристаллов галита и сильвина среди обильных высыпок аутигенных кристаллов гипса, барита и фрамбоидов пирита, выросших на образцах торфа из разреза «Кылтовка», подтвердила наше предположение о том, что хорошо растворимые соли смываются с поверхности обнажений дождями [Жарков и др., 2024]. Образцы из торфяников Родионово и Лодма-Щелья были отобраны из блоков с видимыми высыпками гипса (рис. 5) и поэтому мы не находили галит и сильвин. Очевидно, что поверхности с видимым гипсом омывались дождями, отчего кристаллы галита и сильвина не могли сохраниться. Галогены на торфе из «Кылтовки» выросли на образцах, отобранных из расчистки и не подвергавшихся воздействию дождей. С большой долей уверенности можно прогнозировать обнаружение галогенов во вновь отобранных образцах из погребённых торфяников в бассейне р. Печора.

3. Представляется, что на рис. 1, вследствие слабой изученности территории на момент публикации [*Лаврова, Троицкий С. Л., 1960*], в границы «бореального бассейна» включены фрагменты областей былого развития эемских, гольштейнских и неогеновых морей. На рис. 4 в область под номером 3 попали и поля развития морских неогеновых образований, наличие которых в бассейнах рр. Печора и Вычегда гляциалисты России и Европы упорно отрицают, несмотря на доказанное [*Белкин, 1963; Крапивнер, 2018; и мн. др.*] их широкое развитие.

4. В большинстве случаев (известны, однако, исключения) возрастную корреляцию *бореальных* отложений, обнаруженных на разных абсолютных высотах [*Лаврова, 1961; и др.*], в современных реалиях следует считать ошибочной. Представляется, что при этом сравнивали между собой плиоценовые и разновозрастные неоплейстоценовые морские образования. В особенности дико это выглядит в построениях гляциалистов, утверждающих, что морские межледниковые отложения р. Морею (мореюская свита), сочтённые эемскими, взброшены ледником до отметок 200 м, где они «превратились» в вашуткинскую свиту.

ЛИТЕРАТУРА

Агатова А. Р., Непоп Р. К., Орлова Л. А. Опорный разрез миоцен-неоплейстоценовых отложений Чаган (юго-восточный Алтай): литология, постседиментационные процессы, проблемы абсолютного датирования // Виртуальные и реальные литологические модели. Материалы 10 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2014. С. 5–7.

Арсланов Х. А., Лавров А. С., Никифорова Л. Д., Потапенко Л. М., Смирнова В. М., Тертычная Т. В. Средневалдайский интервал в бассейне Вычегды: геохронология, климат, генезис отложений // Вестник ЛГУ, геология, география, 1979, № 12, с. 72–77.

Белкин В. И. О неогеновых отложениях Большеземельской тундры // Доклады Академии наук СССР. 1963. Т. 149. № 3, с. 660–662.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Мезенская. Лист P-39 – Сыктывкар. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2016. 478 с.

Грабовский А. А., Чавчавадзе Е. С. Ископаемая древесина и фауна морских моллюсков из валькатленских слоёв верхнего неоплейстоцена северного побережья Анадырского залива (Южная Чукотка) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. Вып. 11. С. 40–49. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-40-49

Жарков В. А. Предварительные результаты доизучения торфяной линзы в стратотипическом разрезе р. Кылтовка (приток р. Вымь), Республика Коми // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. Вып. 11. С. 104–113. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-104-113

Жарков В. А., Зиновьев Е. В., Шуйский А. С., Якубовская Т. В. Новые данные о среднечетвертичных торфяниках в бассейне реки Печора // Региональная геология и металлогения. 2024. № 97. С. 41–60.

Жарков В. А., Силаев В. И., Филиппов В. Н. Аутигенные гипс и барит в кайнозойских толщах бассейна р. Печора как индикатор морских палеогеографических обстановок // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа: Материалы научной конференции памяти П. А. Каплина. М. 2017. С. 50–53.

Зарецкая Н. Е., Панин А. В., Голубева Ю. В., Чернов А. В. Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда // Доклады Академии Наук. 2014. Т. 455, № 1, с. 52–57. doi:10.7868/S0869565214070238

Зарецкая Н. Е., Баранов Д. В., Панин А. В., Курбанов Р. Н., Карманов В. Н. Феномен гамской террасы в бассейне Северной Двины // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена: Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Марковские чтения 2020 года». Отв. редакторы Н. С. Болиховская, Т. С. Клювиткина, Т. А. Янина. – М.: Географический факультет МГУ, 2020. С. 129–133.

Крапивнер Р. Б. Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печоры от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильмы // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Уфа.: Изд-во БФАН СССР, 1976. С. 90–141.

Крапивнер Р. Б. Кризис ледниковой теории: аргументы и факты. М.: ГЕОС, 2018. 320 с.

Лавров А. С., Потапенко Л. М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. Москва, 2005. 221 с.

Лавров А. С., Потапенко Л. М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). Москва, 2012. 191 с.

Лаврова М. А. Соотношение межледниковой бореальной трансгрессии севера СССР с эемской в Западной Европе // Морские берега. Труды института геологии Академии наук Эстонской ССР, Том VIII, 1961, с. 65–88.

Лаврова М. А., Троицкий С. Л. Межледниковые трансгрессии на севере Европы и Сибири // Хронология и климаты четвертичного периода. Международный геол. конгресс, доклады советских геологов. 1960. С. 124–136.

Толстобродов Д. С., Колька В. В., Корсакова О. П. Рудные минералы в различных фациях донных отложений озёрных котловин на побережье Белого моря // Успехи современного естествознания. 2011. № 7. С. 55–59.

Троицкий Л. С. О южных пределах плейстоценовой трансгрессии на северо-востоке Европейской части СССР // Доклады АН СССР. 1964. Т. 165. № 3. С. 576–579.

Четвериков Л. И. Проблема достоверности познания в геологии // Советская геология. 1991. № 5. С. 70–77.

Яковлев С. А. О морских трансгрессиях на севере Русской равнины в четвертичное время // Бюлл. Ком. по изуч. четв. Периода. 1947. № 9. С. 5–14.

Astakhov V. I., Svendsen J. I., Matiouchkov A., Mangerud J., Maslenikova O., Tveranger J. Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia // Boreas. 1999. Vol. 28. Is 1. P. 23–45. doi: 10.1111/j.1502-3885.1999.tb00205.x

Lyså A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D., Murray A. S., Subetto D. A., Van Welden A. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vychegda region in northwestern Russia // Boreas. 2014. Vol. 43. Is. 4. P. 759–779. doi: 10.1111/bor.12080

Malov A. I., Tokarev I. V. Using stable isotopes to characterize the conditions of groundwater formation on the eastern slope of the Baltic Shield (NW Russia) // Journal of Hydrology. 2019. Vol. 578, 124130 doi: 10.1016/j.jhydrol.2019.124130

Maslenikova O., Mangerud J. Where was the outlet of the ice-dammed Lake Komi, Northern Russia? // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31. Is. 1-4. P. 337–345. doi:10.1016/S0921-8181(01)00128-X

MINERALOGICAL (PALEOGYPSUM) INDICATOR OF QUATERNARY INGRESSIONS INTO THE VALLEYS OF THE NORTHERN RIVERS OF RUSSIA: VERIFICATION AND PRACTICAL APPLICATION

Zharkov V. A.[1], *Shuyskiy A. S.*[2]

[1]Interdepartmental Stratigraphic Committee. Commission on the Neogene System (ISC).
Syktyvkar, Komi Republic, Russia
[2]Institute of Geology, Komi Science Center, Ural Branch of RAS.
Syktyvkar, Komi Republic, Russia

Interimediate results of the study of a buried peat bog within the deposits of the high terrace of the Vym River, eroded by the mouth of the Kyltovka River, have once again confirmed the high predictive properties of the glaciomarine model of the development of the Pechora-Vychegda region in the Neopleistocene. In addition to aggregates of authigenic gypsum and framboidal pyrite, first discovered on dried surfaces of peat and wood samples [*Zharkov, 2024*], the following minerals were found: the expected barite and unexpected halite and sylvite. The discovery of halogens provided additional confirmation that the source of the salts was seawater that onse flooded the Vychegda River valley and became preserved in the rocks saturated with it while they were on the sea floor.

Key words: *buried peat bog, authigenic minerals, framboidal pyrite, periglacial Lake Komi, boreal sea, estuary, Eem, Holstein*

REFERENCES:

Agatova A. R., Nepop R. K., Orlova L. A. Reference section of Miocene-Neopleistocene deposits Chagan (southeastern Altai): lithology, postsedimentary processes, problems of absolute dating // Virtual and real lithological models. Proceedings of the 10th Ural lithological meeting. - Ekaterinburg: IGG UB RAS, 2014. P. 5–7.

Arslanov H. A., Lavrov A. S., Nikiforova L. D., Potapenko L.M., Smirnova V. M., Tertychnaya T. V. Middle Valdai interval in the Vychegda basin: geochronology, climate, genesis of deposits // Vestnik LSU. Geology, geography. 1979. No. 12. P. 72–77.

Astakhov V. I., Svendsen J. I., Matiouchkov A., Mangerud J., Maslenikova O., Tveranger J. Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia // Boreas. 1999. Vol. 28. Is 1. P. 23–45. doi: 10.1111/j.1502-3885.1999.tb00205.x

Belkin V. I. On the Neogene deposits of the Bolshezemelskaya tundra // Doklady of the USSR Academy of Sciences. 1963. Vol. 149. № 3, pp. 660–662.

Chetverikov L. I. The problem of reliability of knowledge in geology // Sovetskaya Geologija. 1991. No. 5. P. 70–77.

Grabovsky A. A., Chavchavadze E. S. Fossil wood and fauna of marine mollusks from the Valkatlen layers of the upper Neopleistocene of the northern coast of the Gulf of Anadyr (Southern Chukotka) // Relief and Quaternary formations of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024, Issue 11. pp. 40–49. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-40-49

Krapivner R. B. Stratigraphy of the latest deposits of Pechora basin from Kamo-Pechora-Vychegda watershed to the mouth of the Tsilma river // Problems of stratigraphy and correlation of Pliocene and Pleistocene deposits of the northern and southern parts of Preduralie. Ufa. 1976, pp. 90–141.

Krapivner R. B. Crisis of the glacial theory: arguments and facts. M., GEOS, 2018. 320 p.

Lavrov A. S., Potapenko L. M. The Neoplestocene of the northeast of the Russian Plain. M., Aerogeologia, 2005, 221 p.

Lavrov A. S., Potapenko L. M. Neopleistocene of the Pechora Lowland and Western Timan Region (stratigraphy, paleogeography, chronology). Moscow, 2012. 191 p.

Lavrova M. A. Correlation of the interglacial boreal transgression of the northern USSR with the Eemian in Western Europe // Sea shores. Transactions of the Institute of Geology of the Academy of Sciences of the Estonian SSR, Vol. VIII, 1961, pp. 65–88.

Lavrova M. A., Troitsky S. L. Interglacial trangressions in North of the Europe and the Siberia // Chronology and climates of the Quaternary period. International Geological Congress. Reports of Soviet geologists, 1960, pp. 124–136.

Lysså A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D., Murray A. S., Subetto D. A., Van Welden A. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vychegda region in northwestern Russia // Boreas. 2014. Vol. 43. Is. 4. P. 759–779. doi: 10.1111/bor.12080

Malov A. I., Tokarev I. V. Using stable isotopes to characterize the conditions of groundwater formation on the eastern slope of the Baltic Shield (NW Russia) // Journal of Hydrology. 2019. Vol. 578, 124130 doi: 10.1016/j.jhydrol.2019.124130

Maslenikova O., Mangerud J. Where was the outlet of the ice-dammed Lake Komi, Northern Russia? // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31. Is. 1-4. P. 337–345. doi:10.1016/S0921-8181(01)00128-X

State Geological Map of the Russian Federation. Mezen Series. Sheet R-39 – Syktyvkar. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Explanatory Note. St. Petersburg: Publishing House of the St. Petersburg Map Factory VSEGEI, 2016. 478 p.

Tolstobrodov D. S., Kolka V. V., Korsakova O. P. Ore minerals in various facies of bottom sediments of lake basins on the coast of the White Sea // Advances in modern natural science. 2011. No. 7. pp. 55–59.

Troitsky L. S. On the southern limits of the Pleistocene transgression in the northeast of the European part of the USSR // Doklady of the USSR Academy of Sciences, 1964, Vol. 165, No. 3, pp. 576–579.

Yakovlev S. A. On marine transgressions in the north of the Russian Plain in the Quaternary // Bulletin of the Committee on the Study of the Quaternary Period, No. 9, M.-L., 1947. pp. 5–14.

Zaretskaya N.E., Panin A.V., Chernov A.V., Golubeva Y.V. Sedimentation settings and the Late Pleistocene-Holocene geochronology in the Vychegda river valley // Doklady Earth Sciences. 2014. Vol. 455. Is 1. P. 223-228. doi: 10.1134/S1028334X14030118

Zaretskaya N. E., Baranov D. V., Panin A. V., Kurbanov R. N., Karmanov V. N. Phenomenon of the Gama terrace in the Northern Dvina basin // Actual problems of paleogeography of the Pleistocene and Holocene: Proceedings of the All-Russian conference with international participation «Markov Readings 2020». Rep. editors N. S. Bolikhovskaya, T. S. Klyuvitkina, T. A. Yanina. – M.: Faculty of Geography of Moscow State University, 2020. pp. 129–133.

Zharkov V. A. Preliminary results of further study of the peat lens in the stratotypical section of the Kyltovka river (a tributary of the Vym river), Komi Republic // Relief and Quaternary formations of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024, Is. 11. pp. 104–113. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-104-113.

Zharkov V. A., Silaev V. I., Fillipov V. N. Authigenic gypsum and barite in the Cenozoic strata of the Pechora river basin as an indicator of marine paleogeograhic settings // Problems of Geomorphology and paleogeography of marine shores and shelf: Proceedings of science conference in memory P. A. Kaplin. M. 2017, p. 50–53.

Zharkov V. A., Zinoviev E. V., Shuyskiy A. S, Yakubovskaya T. V. New data on the Middle Quaternary peat bogs in the Pechora river basin // Regional geology and metallogeny. 2024. № 97. pp. 41–60.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-62-66

РЕЗУЛЬТАТЫ СОВРЕМЕННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ РЕЧНОГО СТОКА НА ГОЛЬЦОВОМ ВОДОСБОРЕ РУЧЬЯ МОРОЗОВА (ВЕРХНЕКОЛЫМСКОЕ НАГОРЬЕ) ЗА 2025 ГОД

✉*Жунусова О.Р.[1], Нестерова Н.В.[1], Землянскова А.А.[1], Кудяков Э.Х.[2], Макарьева О.М.[1]*

[1]ФГБУ «Государственный гидрологический институт», Санкт-Петербург, Россия
[2]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
✉ *zhun.oksana@gmail.com*

В результате полевых исследований 2020-2025 гг., проводившихся на водосборе руч. Морозова (площадь 0.63 км²) Колымской водно-балансовой станции, полностью расположенного на гольцовом ландшафте, авторами получены данные наблюдений за температурами пород с термометрической скважины, уровнем и расходами воды, количеством жидких осадков, высотой снежного покрова. Проведено моделирование речного стока с использованием исторических (1968–1997) и современных данных наблюдений. Выполнена параметризация и верификация гидрологической модели Гидрограф. Показано, что использование новых геокриологических данных позволило улучшить результаты моделирования – среднее значение критерия эффективности Нэша-Сатклиффа увеличилось по сравнению с предыдущими работами с 0.52 до 0.68. Впервые получены данные о расходах воды на водосборе за современный период по результатам наблюдений. Проведено моделирование на часовом расчетном интервале за 2025 г.; значение критерия Нэша-Сатклиффа составило 0.72. Максимальный рассчитанный расход воды достиг 0.625 м^3/с, наблюденный – 0.690 м^3/с. Результаты признаны удовлетворительными. Полученные результаты демонстрируют возможность моделирования гольцовых водосборов на часовом расчетном интервале и подчеркивают значение натурных данных для совершенствования математических моделей.

Ключевые слова: *мерзлота, гольцовый пояс, гидрологическое моделирование, речной сток, Верхнеколымское нагорье, ручей Морозова*

Введение. Значительную роль в формировании речного стока в горных районах Магаданской области играют гольцовые ландшафты. По большей части лишенные растительного покрова и покрытые крупнообломочным субстратом они характеризуются высокой пористостью и водопроницаемостью пород, что определяет особый гидрологический режим на гольцах. В том числе это выражается небольшим временем добегания стока до замыкающего створа, которое при суточном разрешении затрудняет оценку паводковых явлений на таких водосборах.

Одним из типичных гольцовых водосборов является водосбор руч. Морозова. Его уникальность состоит в наличии продолжительного ряда комплексных наблюдений, проводимых в составе Колымской водно-балансовой станции с 1968 по 1997 гг. Однако после закрытия станции наблюдения за речным стоком не проводились. Отсутствие современных полевых данных затрудняет оценку реакции гидрологического режима водосборов, расположенных в гольцовых ландшафтах, на климатические изменения. Проведение новых полевых наблюдений, совместно с применением математических моделей, позволят количественно оценить динамику геокриологических и гидрологических характеристик в гольцовом ландшафте, характерном для всей территории Северо-Востока России.

Материалы и методы. Полевые наблюдения на водосборе руч. Морозова. Водосбор руч. Морозова (площадь – 0.63 км^2) полностью расположен в гольцовом ландшафте и покрыт каменной осыпью.

Специальные наблюдения на водосборе руч. Морозова проводились с 1968 по 1997 гг. Они включают в себя наблюдения за речным стоком, осадками, температурой воздуха, а также наблюдения за характеристиками снежного покрова в ходе снегомерных съемок.

Гидрологический пост был оборудован треугольным водосливом с углом выреза 90°, который сохранился до настоящего времени и потенциально может быть использован для измерения расходов воды.

В июле 2025 г. на месте исторического поста руч. Морозова в лотке водослива был установлен гидростатический логгер уровня воды, регистрирующий давление ежечасно. В створе водослива была также установлена водомерная рейка. Данные по рейке фиксируются каждые 4 часа установленной напротив нее фотоловушкой. В этот же период были получены часовые данные о температуре воздуха и осадках регистрируемые осадкомером.

Кроме того, вблизи границы водосбора оборудована термометрическая скважина «Гольцы» глубиной 15 м, по которой получены данные о температуре пород на разных глубинах [*Макарьева и др., 2024*]. Среднегодовая температура на глубине 15 м за период 2023-2025 гг. составила -3.8±0.2°C. Возле скважины также производятся наблюдения за высотой снежного покрова с помощью фотоловушки и снегомерной рейки [*Землянскова и др., 2024*].

Моделирование речного стока. На основе полевых данных была проведена параметризация и верификация гидрологической модели Гидрограф [*Виноградов, 1988*]. Ее особенность состоит в учете процессов протаивания и промерзания при моделировании стока. Описание метода расчета динамики тепловой энергии, используемой в модели, приведено в работе [*Виноградов и др., 2015*].

Параметры растительности и поверхности склона приняты из работ [*Макарьева и др., 2020; Лебедева и др., 2015*]. Параметры породы назначались согласно описаниям Т.А. Банцекиной [*2003*]. В качестве граничных условий для моделирования процессов теплопроводности использовался годовой ход температуры пород на основе данных наблюдений на глубине 15 м с термометрической скважины Гольцы.

Верификация модели проводилась на суточном интервале за период 1968-1997 гг. В качестве входных метеорологических данных были использованы температура и дефицит влажности воздуха с метеостанции Колымская (абс. высота – 850 м) с применением высотных градиентов. Дополнительно использовались данные температуры воздуха с термографа, установленного у поста руч. Морозова. Количество осадков задавалось с использованием данных с осадкомера на водосборе руч. Морозова (абс. высота – 1200 м), а также с метеостанции Колымская с введением поправочных коэффициентов: 1.22 (жидкие осадки), 1.4 (твердые).

Моделирование речного стока в современных климатических условиях проводилось за период наличия данных о количестве осадков и речном стоке – 24.07.2025-13.09.2025. Использовались часовые данные о количестве и продолжительности осадков и температуре воздуха с осадкомера, установленного на водосборе руч. Морозова. Дефицит влажности задавался по 8-срочным данным с метеостанции Колымская, интерполированным линейно до часовых.

Результаты. Восстановление расходов воды на руч. Морозова по данным полевых работ.

Для оценки результатов моделирования расчетный гидрограф стока сравнивался с данными натурных наблюдений. Для этого подготовлены данные о расходах воды по имеющимся данным с логгера уровня воды. Уровень воды по логгеру был приведен к уровню воды по водомерной рейке.

Ноль рейки установлен на уровне гребня водослива. Таким образом, значение, отсчитываемое по рейке, является величиной напора, по которой можно рассчитать расход воды с помощью формулы для тонкостенного треугольного водослива с углом выреза 90°:

$$Q = 1.4 \cdot H^{5/2},$$

где Q – расход воды, $м^{3/с}$, H – величина напора, м.

Результаты моделирования стока руч. Морозова. Величины годового водного баланса и критерия эффективности Нэша–Сатклиффа, полученные в результате моделирования за период 1968-1997 гг., представлены в табл. 1. Слой осадков на площади водосбора составил 480 мм, испарение – 77 мм. Рассчитанный среднемноголетний слой стока ниже наблюденного (451 мм) на 9.5% и составляет 408 мм. Значение критерия NS за период 1969-1997 гг. составило 0.68 (медиана – 0.72), что выше, чем в предыдущих работах – 0.52 (среднее и медиана) [*Макарьева и др., 2020*], и свидетельствует о существенном повышении качества моделирования при использовании новых натурных геокриологических данных. Также рассчитанные и наблюденные гидрографы стока руч. Морозова имеют хорошую сходимость. На рис. 1 представлено сравнение наблюденного и рассчитанного гидрографа со значением критерия NS 0.67 за 1992 г.

Таблица 1. Рассчитанные и наблюденные величины годового водного баланса и значения критерия эффективности Нэша–Сатклиффа за период 1969-1997 гг.

Рассчитанный слой стока, мм	408
Наблюденный слой стока, мм	451
Рассчитанный слой осадков, мм	480
Рассчитанный слой испарения, мм	77
Критерий эффективности Нэша–Сатклиффа (среднее/медиана)	0.68/0.72

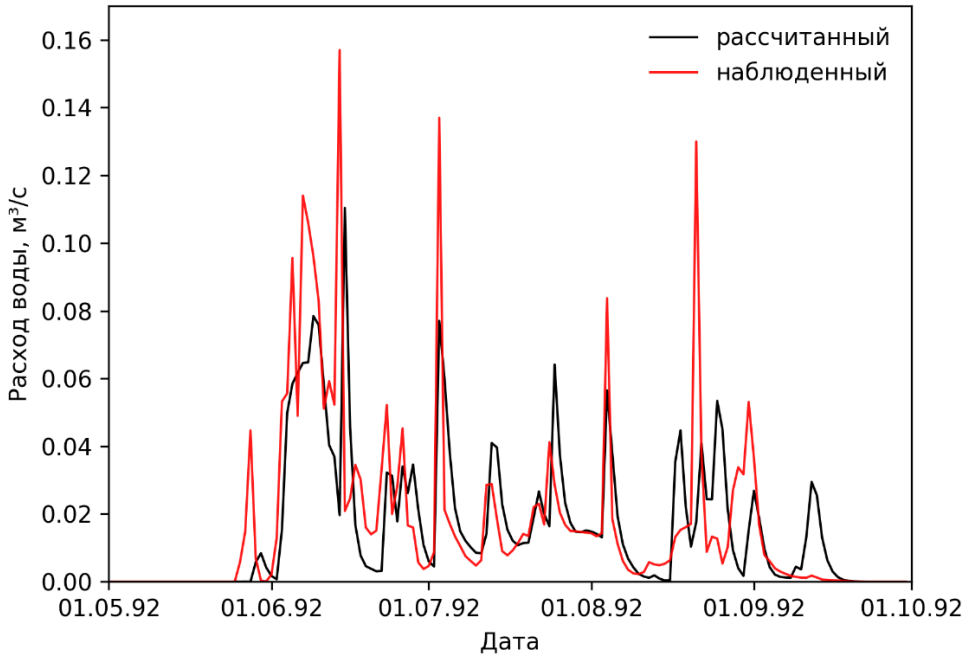


Рис. 1. Пример рассчитанного гидрографа стока руч. Морозова со средним значением критерия NS = 0.67 (1992 год).

Удовлетворительные результаты моделирования стока за исторический период позволяют провести расчет речного стока за 2025 г. На рис. 2 представлено сравнение рассчитанного и наблюденного гидрографов стока на часовом временном интервале. Гидрографы совпадают как по амплитуде значений, так и по фазе. Максимальный рассчитанный расход воды 30 июля 2025 г. в 14 часов составил 0.625 м^3/с, наблюденный – 0.690 м^3/с 30 июля 2025 г. в 15 часов. Критерий NS за период моделирования составил 0.72. Таким образом результаты моделирования признаны удовлетворительными.

Использование современных гидрометеорологических и геокриологических наблюдений существенно улучшает результаты моделирования речного стока. Полученные результаты демонстрируют, что при наличии данных о количестве осадков модель, учитывающая тепловой режим пород, адекватно воспроизводит часовые

гидрографы стока, что особенно важно для водосборов гольцового пояса с малым временем добегания. Результаты полезны для оптимизации краткосрочных гидрологических прогнозов в горных районах криолитозоны, а также совершенствования параметризации моделей для гольцовых ландшафтов.

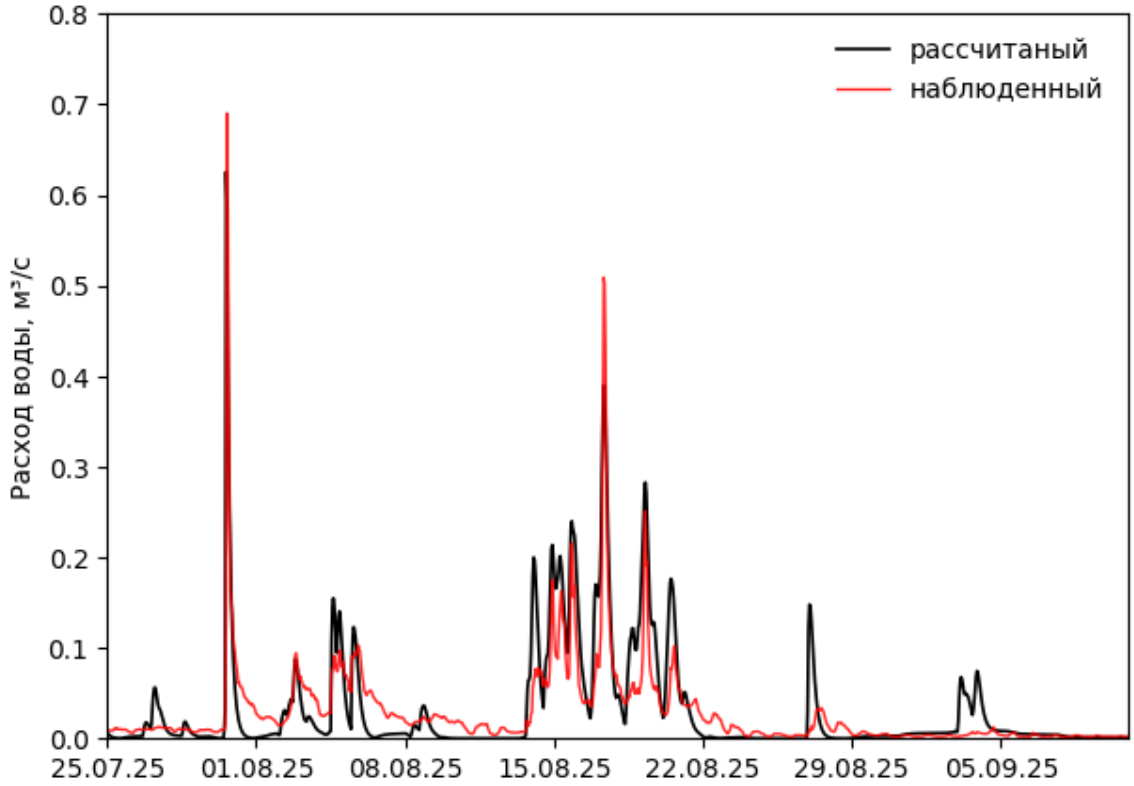


Рис. 2. Сравнение рассчитанного и наблюденного часовых гидрографов стока ручья Морозова, 2025 г.

ЛИТЕРАТУРА

Банцекина Т.В. Особенности гидротермического режима слоя сезонного протаивания крупнообломочных склоновых отложений в весенне-летний период: На примере Верхнеколымского нагорья: диссертация ... кандидата географических наук: 25.00.08. — Якутск, 2003. 137 с.

Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока: опыт критического анализа. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 312 с.

Виноградов Ю.Б., Семенова О.М., Виноградова Т.А. Гидрологическое моделирование: метод расчета динамики тепловой энергии в почвенном профиле (Часть 1) // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 1. С. 11–21.

Землянскова А.А., Макарьева О.М., Никитина П.А., Волгина А.Д., Герасимов В.К. Динамика снежного покрова на территории магаданской области // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. №. 11. С. 539-545. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-539-545

Лебедева Л.С., Семенова О.М., Виноградова Т.А. Расчет глубины сезонноталого слоя в условиях различных ландшафтов Колымской водно-балансовой станции на основе гидрологической модели" Гидрограф"(Часть 2) // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. №. 2. С. 35-44.

Макарьева О.М., Абрамов Д.А., Землянскова А.А., Осташов А.А., Нестерова Н.В. Температура многолетнемерзлых пород Верхнеколымского нагорья по данным

термометрических скважин за 2021–2022 гг. // Криосфера Земли. 2024. Т. 28, № 3. С. 19–32. doi: 10.15372/KZ20240302

Макарьева О.М., Лебедева Л.С., Виноградова Т.А. Моделирование процессов формирования стока на малых горных водосборах криолитозоны (по материалам Колымской водно-балансовой станции) // Криосфера Земли. 2020. № 1. С. 43-56. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2020-1(43-56)

RESULTS OF MODERN OBSERVATIONS AND RUNOFF MODELLING FOR THE MOROZOVA CREEK ROCKY TALUS CATCHMENT IN 2025

Zhunusova O.R.[1], Nesterova N.V.[1], Zemlyanskova A.A.[1], Kudyakov E.Kh.[2], Makarieva O.M.[1]

[1]State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia
[2]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

During field studies conducted in 2020–2025 on the Morozova Creek catchment (area 0.63 km²) of the Kolyma Water-Balance Station, which is fully located within a rocky talus (goltsy) landscape, new observational data were obtained on ground temperature from a thermometric borehole, water level and discharge, liquid precipitation, and snow depth. Runoff modelling was carried out using historical data (1968–1997) together with modern observations. The Hydrograph model was parameterized and verified. The use of new geocryological data improved model performance: the mean Nash–Sutcliffe efficiency increased from 0.52 (reported in earlier studies) to 0.68. For the first time, discharge data for the catchment were obtained for the contemporary period based on field observations. Runoff modelling was carried out on an hourly time step for 2025; the Nash–Sutcliffe efficiency reached 0.72. The maximum simulated discharge was 0.625 m³/s, while the observed value reached 0.690 m³/s. The results are satisfactory. These findings demonstrate the possibility of modelling rocky talus catchments at an hourly resolution and highlight the importance of field observations for improving hydrological models.

Keywords: *permafrost, Goletz belt, hydrological modeling, river runoff, Upper Kolyma Highlands, Morozov Creek*

REFERENCES:

Bantsekina T.V. Spring-Summer Thermal Regime of the Active Layer in Slope Talus (a Case Study of the Upper Kolyma Plateau). Candidate Thesis, Geography, Yakutsk, 2003. P.137 (in Russian).

Vinogradov Yu.B.,. Hydrological Modeling. An Experience of Critical Analysis. Gidrometeoizdat, Leningrad. 1988. P. 312 (in Russian).

Vinogradov Yu.B., Semenova O.M., Vinogradova T.A. Hydrological Modelling: The Approach To Simulation Of Heat Dynamics In Soil Profile (Part 1) // Earth's Cryosphere. — 2015. – V. 19, N 1. – P. 11–21.

Zemlianskova A.A., Makarieva O.M., Nikitina P.A.,Volgina A.D., Gerasimov V.K. Snow cover dynamics in the Magadan region // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024. Issue 11. P. 539-545. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-539-545

Lebedeva L.S., Semenova O.M., Vinogradova T.A. Calculations Of Seasonal Thawing Depth In Different Landscapes Of The Kolyma Water-Balance Station By Means Of Hydrological Model "Hydrograph" (Part 2) // Earth's Cryosphere. 2015. Vol. 19. N 2. P. 35-44.

Makarieva O.M., Abramov D.A., Zemlianskova A.A., Ostashov A.A., Nesterova N.V. Permafrost Temperature In The Upper Kolyma Highland According To The Data Of Thermometric Boreholes 2021-2022. Earth's Cryosphere. 2024. Vol. 28, N 3. P. 19–32. doi: 10.15372/KZ20240302

Makarieva O.M., Lebedeva L.S., Vinogradova T.A. Modelling Of Runoff Formation Processes At Small Mountain Watersheds In The Permafrost Zone (By The Data Of The Kolyma Water Balance Station) // Earth's Cryosphere. 2020. N 1. P. 43-56. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2020-1(43-56)

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-67-78

НОВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА И ТОПОНИМИКИ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

✉*Зинченко А.Г.* [1], *Егоров С.В.* [2], *Фирсов Ю.Г.* [1], *Булаткина К.И.* [1], *Иванов М.В.* [1], *Колосков Е.Н.* [1], *Леонова Н.Е.*[1]

[1]ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
[2]280 «Центрально картографическое производство ВМФ», Санкт-Петербург, Россия
✉*anna_zinchenko@mail.ru*

Рассмотрены результаты работ 2025 г., по сводке данных о батиметрической изученности Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана, а также по нескольким видам геоморфологического картографирования дна этого бассейна и проблемам топонимики Северного Ледовитого океана. Карта батиметрической изученности основана как на зарубежных, так и на отечественных современных и ретроспективных данных. Она характеризует наиболее полный на сегодняшний день в мировой практике массив материалов, используемых при создании актуальной отечественной батиметрической модели Евразийского бассейна. Актуализация «Геоморфологической карты Северного Ледовитого океана» масштаба 1:5 000 000 выполнена с использованием результатов многолучевых съемок последних лет. При этом уточнено положение геоморфологических границ на континентальной окраине в море Лаптевых. Карта составлена в соответствии с положениями статьи 76 Конвенции ООН по морскому праву. Представлена современная орографическая карта рассматриваемого бассейна масштаба 1: 5 000 000. Она составлена на основе актуализированной геоморфологической карты. Орографическая карта предназначена для упорядочивания представлений о площадях и границах крупнейших и крупных орографических форм и для целей географической привязки исследуемых объектов. Также она служит основой для выводов о строении дна Евразийского бассейна. Предложен новый способ определения границы бассейна в области хребта Ломоносова. Изложены результаты создания ГИС «Топонимы СЛО» и ее преимущества. Охарактеризованы проблемы топонимики, сделаны предложения по упорядочиванию терминологии и топонимической базы в целом.

Ключевые слова: *Северный Ледовитый океан, Евразийский бассейн, современная батиметрическая съемка, многолучевой эхолот, цифровые модели рельефа дна, карта батиметрической изученности, орографическая карта, границы орографических форм, геоморфологическая карта, топонимика подводного рельефа*

Введение. Изучение рельефа дна включает в себя обширную группу работ от организации и проведения батиметрического промера, а также анализа и обработки всего имеющегося массива батиметрических данных с целью создания в итоге актуальных батиметрических основ, до геоморфологического изучения поверхности дна, которое необходимо на всех этапах от планирования промерных работ до формулирования выводов, предусмотренных целями и задачами в каждом конкретном случае. Необходимость комплексирования исследований и создания по их итогам комплекта взаимоувязанных и взаимодополняемых картографических построений, характеризующих не только глубины дна, но и совокупность составляющих поверхность дна элементов и их комплексов (форм), подчеркивалась ранее [*Фирсов, Зинченко, 2023*]. Данный подход применяется во ВНИИОкеангеология при изучении рельефа дна Северного Ледовитого океана (СЛО) для целей его классификации в соответствии со статьей 76 Конвенции ООН по морскому праву [*Конвенция…, 1982*]. Геоморфологические работы по данному направлению направлены преимущественно на исследование морфологии рельефа и основываются на всестороннем изучении и подготовке батиметрических данных. Как правило, результаты, полученные в ходе комплексного исследования, по своему научному и практическому значению, выходят за рамки специальных задач и могут найти применение в различных областях морской деятельности. Это в полной мере относится и

к рассматриваемым ниже картам Евразийского бассейна масштаба 1:5 000 000, а именно, карте батиметрической изученности, геоморфологической карте и составленной на ее основе орографической карте, а также к итогам работы по топонимике Северного Ледовитого океана.

Карта батиметрической изученности Евразийского бассейна м-ба 1:5 000 000. В настоящее время основное внимание российских специалистов сосредоточено на Евразийском бассейне и особенно - на зоне сочленения хребта Гаккеля с континентальной окраиной в море Лаптевых. Базовую часть исследований при этом составляют данные о глубинах дна - его батиметрии. До недавнего времени батиметрическая изученность рассматриваемого бассейна оставалась весьма низкой и при этом крайне неравномерной. Отвечающий современным требованиям батиметрический промер получил свое развитие в Арктике с начала XXI века, когда в СЛО начали выполняться несколько проектов батиметрической съемки рельефа дна уже с использованием многолучевых эхолотов (МЛЭ). Развертыванию этих работ в столь труднодоступном районе в значительной степени способствовал интерес приморских государств к обоснованию внешних границ их континентального шельфа. Были продолжены рейсы германского научно-исследовательского ледокола «Polarstern». С 2001 г. начал работу ледокол береговой охраны США «Healy», а с 2007 г. — шведский ледокол «Oden». Съемки, выполненные в Центральном Арктическом бассейне, дали значительный объем достоверной и точной информации о рельефе дна. В Евразийском бассейне в осевой и приосевой зонах хребта Гаккеля в 2001 г. были получены первые интересные результаты по проекту Arctic Mid Ocean Ridge Expedition (AMORE), когда совместная экспедиция в составе немецкого ледокола «Polarstern» и американского ледокола береговой охраны «Healy» выполнила батиметрическую съемку с использованием МЛЭ. Появление новых точных и детальных данных о рельефе дна, а также геоинформационных компьютерных технологий, позволило начать использование цифровых моделей рельефа (ЦМР) дна, что ознаменовало новый подход к созданию батиметрических карт. Тем не менее на основании международных батиметрических моделей IBCAO версии 5 состояние батиметрической изученности Евразийского бассейна оценивается как весьма неравномерное [*Jakobsson et al., 2024*]. В этих моделях отсутствуют результаты современных российских батиметрических съемок, выполненных, в том числе, в Евразийском бассейне в 2010, 2011, 2014, 2019, 2020 гг. [*Поселов и др., 2019*; *Фирсов, Зинченко, 2019*].

Решение о проведении отечественных экспедиционных работ в СЛО с использованием современных технологий было принято правительством России в конце 2009 г. Их целью стало выполнение батиметрической съемки в соответствии с требованиями научно-технической революции и Стандарта Международной гидрографической организации. При этом предусматривается, наряду с аппаратурными средствами, использование гидрографических информационных технологий. Это обеспечивает возможность эффективного применения новейших технических средств: МЛЭ, фазовой спутниковой навигационной аппаратуры и датчиков пространственной ориентации, а также гарантирует качество на всех этапах съемки, начиная с подготовки проекта и заканчивая постобработкой результатов батиметрической съемки и представления ее конечных результатов.

Российские экспедиции, в ходе которых выполнялась батиметрическая съемка с использованием МЛЭ, проводились Министерством природных ресурсов Российской Федерации и Управлением Навигации и Океанографии Министерства обороны (УНиО МО РФ) по системе батиметрических профилей, спроектированных во ВНИИОкеангеология, на НЭС «Академик Федоров» в период с 2010 по 2020 гг. В 2010 г. в Евразийском бассейне съемки охватили склон хребта Ломоносова, обращенный к котловине Амундсена, и прилегающую к нему часть континентальной окраины в море Лаптевых [*Glumov et al, 2012*]. В экспедиции «Арктика-2011» в центральном секторе

Евразийского бассейна на континентальном склоне Карского моря и в котловине Нансена были выполнены галсы многолучевой съемки с номерами: 3, 4, 5, 6 и 10, а также галсы на продолжении профилей 2010 г. в котловине Амундсена. В экспедиции Арктика-2014 были получены батиметрические данные вдоль уникального профиля AR1407, впервые пересёкшего весь Евразийский бассейн, а также вдоль галсов AR1405, AR1408, AR1409, AR1420 и AR1439. В экспедиции «Артика-2019» были выполнены галсы AR2019-11, AR2019-11B, AR2019-12, AR2019-13, AR2019-15 AR2019-17, AR2019-19, AR2019-21 батиметрической съемки в котловине Нансена, а также галсы вкрест хребта Гаккеля Pr-08, Pr-09, Pr-10 и Pr-11. В экспедиции «Арктика-2020» вкрест хребта Гаккеля в его западной части были выполнены галсы батиметрической съемки Pr-12, Pr-13, Pr-14, Pr-15, Pr-16, а в пригренландской части склона хребта Ломоносова – галсы многолучевой съемки LA-01, LA-02, LA-03, LA-04, LA-05.

По состоянию изученности существенно различаются три части бассейна: западная, центральная и восточная (прилаптевоморская). Граница между первыми двумя проходит по условной линии, проходящей через хребет «Langseth Ridge» в пределах хребта Гаккеля, а между второй и третьей – по условной линии, проходящей через впадину Киселева (Gakkel Deep или Gakkel Ridge Deep - GRD) в этом хребте. Далее в направлении лаптевоморского шельфа обособляется восточный (юго-восточный) сегмент хребта Гаккеля со своим специфическим строением и прилегающая к нему часть бассейна. Западная (пригренландская) часть Евразийского бассейна имеет существенно более высокую батиметрическую изученность за счет многочисленных зарубежных экспедиций, начиная с AMORE-2010 (Arctic Mid-Ocean Ridge Expedition), экспедиции на шведском научно-исследовательском ледоколе «Оден» (Oden): LOMROG-2007, LOMROG-2009, LOMROG-2011, «LOMROG-2012», «Arctic-2016», «SAS-21», «Arctic-2018», «ASCOS-2012», «OATRC-2013», «SAT-2008-2009», а также на немецком научно-исследовательском ледоколе «Polarstern», включая: PS87 (2014) и PS-131 (2022). Помимо материалов этих экспедиций, использованы также материалы по рассматриваемой области бассейна из батиметрической модели GEBCO 23 и IBCAO v.4.2.13: рейсы НИЛ «Поларштерн» PS122/1, PS115 и PS122/2.

Для анализа батиметрической изученности центральной части Евразийского бассейна грид IBCAO v.5 в виде TID (Type Identification Grid) был загружен в программный пакет GeoCAP, с использованием специальных средств которого были выделены полученные оценки глубин из ячеек. При этом ячейки с интерполированными глубинами были исключены. Сравнение батиметрической изученности центральной части бассейна, полученной в ходе данных работ, с батиметрической изученностью (оценки глубин без интерполяции) из модели IBCAO v.5 [*Jakobsson et al., 2024*] показывает, что полученная батиметрическая база данных является более полной и лучше отображает реальный рельеф центральной части Евразийского бассейна, в котором получено более 12,113 млн. точек глубин.

Что касается прилаптевоморской части бассейна, то ее изученность, по состоянию на 2022 г., квалифицировалась признанными специалистами как недопустимо низкая [*Jakobsson et al., 2024*]. В ходе работ российских экспедиций на ОИС «Янтарь» 2022 и 2024 гг. в прилаптевоморской части Евразийского бассейна на локальном участке впервые в Северном Ледовитом океане выполнена детальная площадная батиметрическая съемка высокого качества [*Каминский и др., 2024а; Каминский и др., 2024б; Зинченко и др., 2024*]. В целом, работы, выполненные российскими экспедициями, изменили состояние изученности Евразийского бассейна, главным образом, в его центральной и юго-восточной частях.

Большой объем новых отечественных и зарубежных материалов потребовал их анализа, систематизации и обработки с целью создания новой батиметрической модели. Силами ВНИИОкеангеология и УНиО МО была выполнена работа по сводке всех имеющихся батиметрических данных, включая ретроспективную базу УНиО МО. Одним

из результатов этой работы стала составленная во ВНИИОкеангеология на основе ГИС карта батиметрической изученности. Предпринятое совмещение в одном проекте отечественных и зарубежных данных представляет собой принципиально новый шаг в изучении рельефа дна Евразийского бассейна. Карта батиметрической изученности Евразийского бассейна представлена на рис.1. В итоге она является наиболее полным на сегодняшний день обобщением данных по батиметрии рассматриваемого бассейна, которое по детальности и наполнению исходными данными превосходит международные батиметрические модели GEBCO v.5 (2025) и IBCAO v.5. Карта не только констатирует уровень изученности, но и является основой для планирования последующих работ, а также базой для оценки изученности частей бассейна, относящихся к разным категориям в терминах статьи 76 Конвенции ООН по морскому праву.

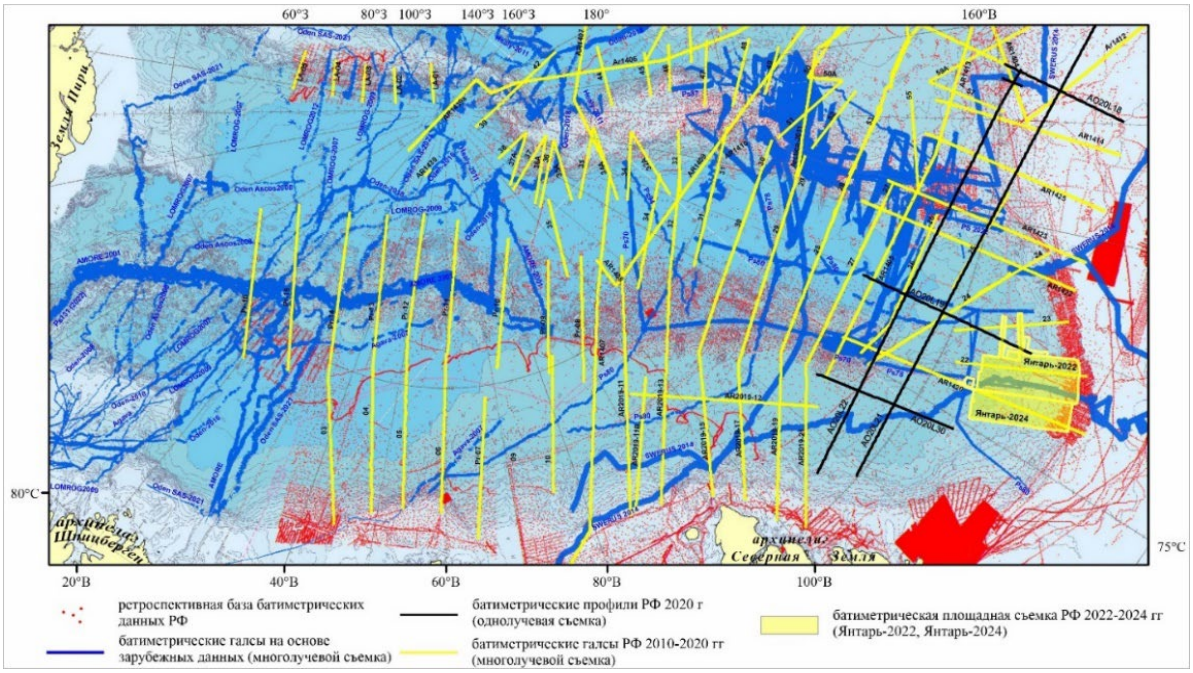


Рис.1. Карта батиметрической изученности Евразийского бассейна.

Геоморфологическая карта Евразийского бассейна м-ба 1:5 000 000 (рис. 2) является составной частью «Геоморфологической карты Северного Ледовитого океана» м-ба 1:5 000 000 – проекта, который реализуется во ВНИИОкеангеология с 2015 г. Принципы составления карты, заложенные ее редактором Г.Э. Грикуровым, были неоднократно освещены ранее [*Зинченко, Фирсов, 2018 и др.*]. Впервые карта на весь океан была составлена с целью наглядной иллюстрации подхода к классификации элементов дна Северного Ледовитого океана (СЛО) в категориях статьи 76 Конвенции ООН по морскому праву, что определяет специальный характер карты. Она отражает лишь отдельные аспекты морфологии рельефа, имеющие отношение к изучаемой проблеме, и поэтому относится к категории частных [*Спиридонов, 1985*]. По мере появления новых батиметрических данных, она была неоднократно актуализирована и использовалась в итоге не только для иллюстрации, но и для планирования работ, а также других целей, в том числе, не связанных с проблемой ВГКШ. Актуализация 2025 г. коснулась, главным образом, трассирования внешней границы хребта Гаккеля и положения границы континентального склона и подножия (подъема) в море Лаптевых. На рис. 2 приводится упрощенный вариант карты, в котором исключены мелкие детали.

Вопрос о том, что внешняя морфологическая граница хребта может не совпадать с его морфоструктурной границей, впервые поднял Г.Д. Нарышкин [*Орографическая…, 1995*]. Отдельные обособленные гряды и горы, в геологическом отношении, принадлежащие хребту, при оконтуривании его как единого целого, должны быть

исключены. Показанный на карте контур хребта определен по тем же критериям, что и основание континентального склона в предшествующих задачах, то есть, по наиболее выраженному вогнутому перегибу поперечного профиля дна. Он был выявлен путем анализа средствами GeoCAP полученных российскими экспедициями батиметрических профилей МЛЭ, пересекающих хребет.

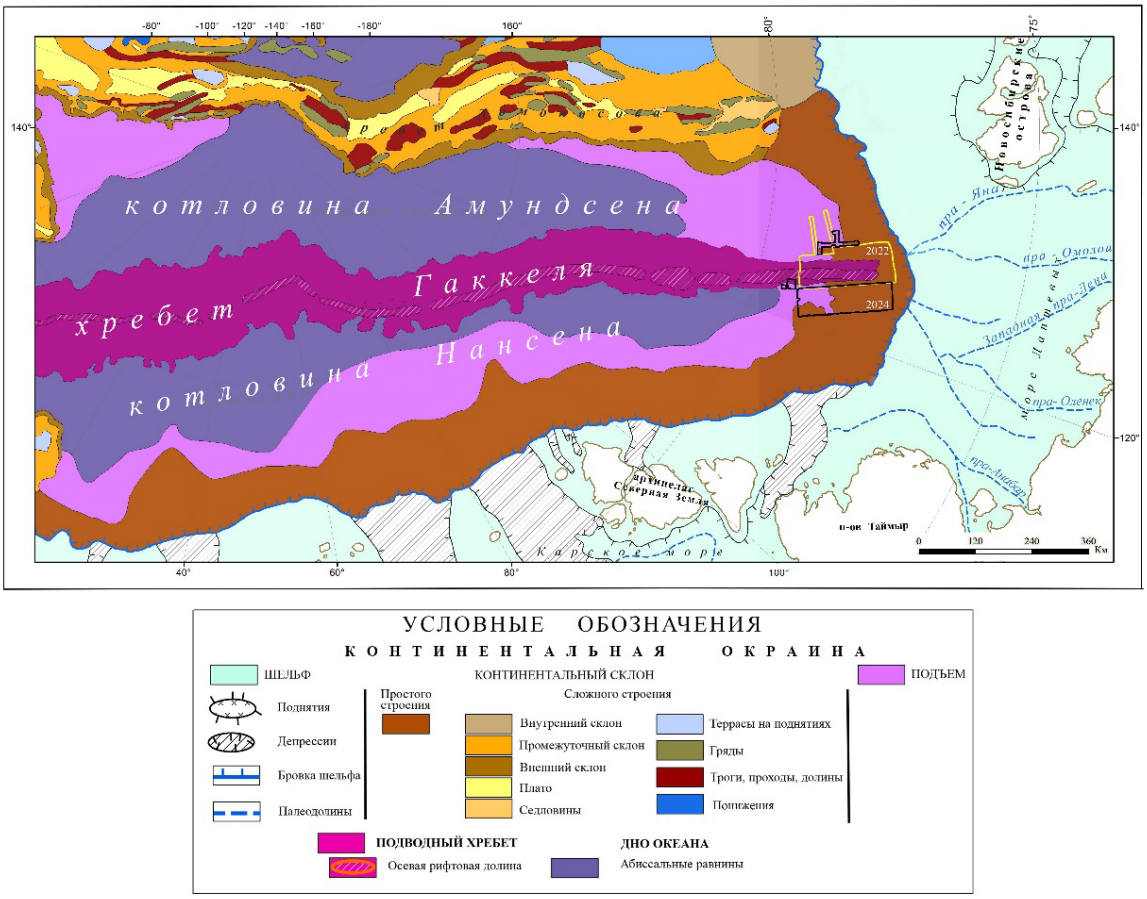


Рис.2. Геоморфологическая карта Евразийского бассейна м—ба 1:5 000 000 (упрощенный вариант), уменьшено. Черным и желтым прямоугольниками обозначены участки детальной батиметрической съемки 2022 и 2024 гг.

Детальная батиметрическая съемка, проведенная на континентальном склоне в море Лаптевых в 2022 и 2024 гг., позволила уточнить контур хребта на этом участке и границу континентального склона и подножия (подъема, в терминах статьи 76 Конвенции ООН по морскому праву). Здесь она проведена по характерным углам наклона рельефа дна и совпадает с фронтом оползневых масс. Впервые выявлено, что в крайней северо-западной части участка 2024 г. они продвигались не только с юга, но и с юго-запада, то есть, со стороны притаймырской части континентального склона. Ранее отмечавшиеся нами различия в характере подводного рельефа и облика поверхности оползневых тел к востоку и западу от хребта [*Зинченко и др., 2024*], возможно, связаны с тем, что верхняя часть континентального склона на востоке приурочена к разлому, она более крутая, поэтому отличается большей энергией рельефа. К бровке шельфа на участках детальной съемки приурочены устья подводных долин, в том числе, продолжающих сразу нескольких крупных речных систем суши. Считается что влияние этого фактора на нестабильность склона особенно проявляется в периоды регрессий, но, по-видимому, в какой-то мере оно имеет место и в современных условиях, так как по этим долинам и сейчас происходит перенос вод и осадочного вещества. Актуализированная версия

геоморфологической карты Евразийского бассейна легла в основу представляемой ниже орографической карты.

Орографическая карта Евразийского бассейна м-ба 1:5 000 000. Орографические карты характеризуют рельеф исключительно с точки зрения морфологии, без учета его историко-генетических характеристик. На орографических картах и схемах горных территорий, например, обозначены входящие в их состав хребты с их названиями. Они обеспечивают общее представление о районе исследований и географическую привязку, являясь также базой для начального изучения и описания территорий. В случае подводного рельефа значение орографических карт существенно возрастает, поскольку данный рельеф менее изучен и зачастую охарактеризован преимущественно сведениями о глубинах при разрозненных геолого-геофизических данных. В этой ситуации представление о границах элементов и форм рельефа и их названиях приобретает еще большее значение. Несмотря на рост количества батиметрической информации в наше время, значение орографических карт при характеристике подводного рельефа, не снижается. В них заинтересованы специалисты разных специальностей. Ранее вопросы орографического картографирования применительно к арктическим шельфам СССР были разработаны А.Н. Ласточкиным [*Ласточкин, 1982 и др.*]. Впоследствии совместно с Г.Д. Нарышкиным соответствующие построения были распространены им на Арктический бассейн [*Ласточкин, Нарышкин, 1989 и др.*]. Следующим важным этапом в развитии данного направления стала выполненная Г.Д. Нарышкиным «Орографическая карта Арктического бассейна» м-ба 1: 5 000 000 (1995). Орографическая схема мелкого масштаба, учитывающая новый уровень изученности рельефа российского арктического шельфа, была составлена А.Г. Зинченко [*Зинченко, 2004*].

В настоящее время на материале описанной выше геоморфологической карты появилась возможность охарактеризовать главные орографические формы Евразийского бассейна с учетом новых данных и в свете статьи 76 Конвенции ООН по морскому праву (рис. 3).

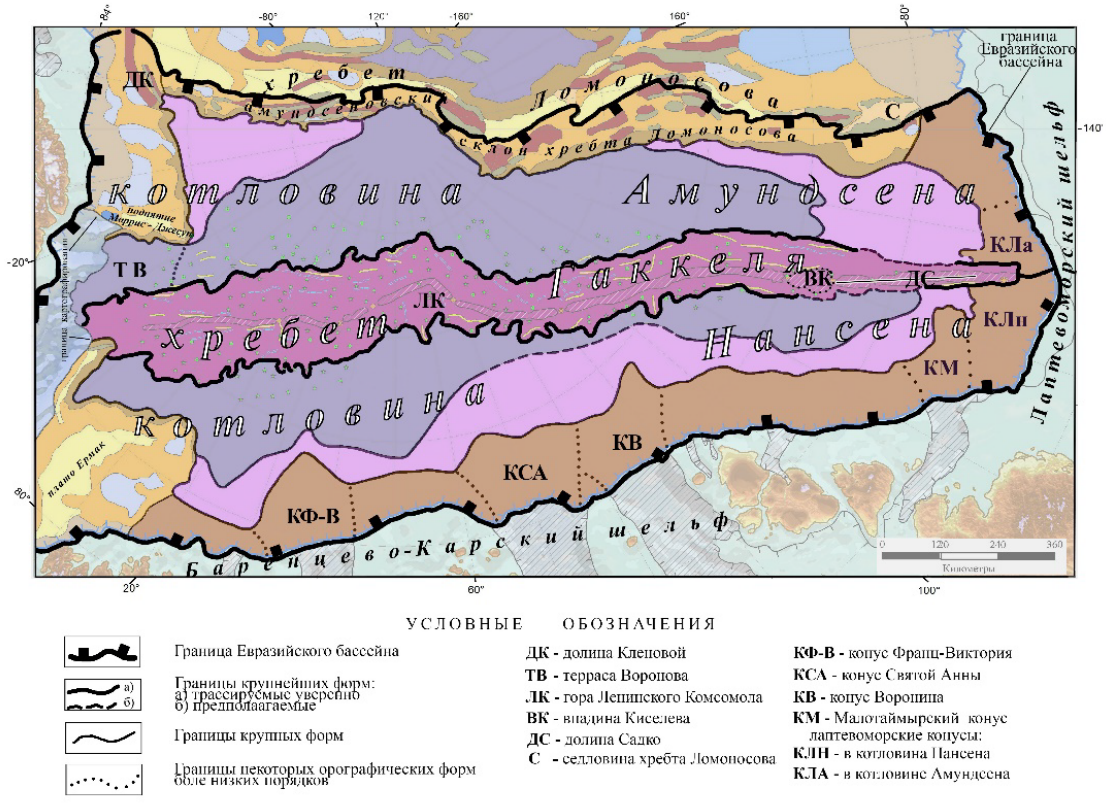


Рис.3. Орографическая карта Евразийского бассейна на геоморфологической основе. Условные знаки к геоморфологической основе см. рис. 2.

Одним из важнейших при этом стал вопрос о границах данного бассейна. Он является частью Арктического (Центрального Арктического) бассейна, который практически по всему периметру ограничен бровками окружающих его шельфов. Но граница с Амеразийским бассейном обычно проводится условно посередине хребта Ломоносова. Это противоречит выявленной принадлежности данного хребта к комплексу Центрально-Арктических поднятий (КЦАП), который целиком расположен в Амеразийском бассейне. КЦАП при этом рассматривается как подводное продолжение северо-американского и сибирского шельфов. Представляется более обоснованным проведение границы Евразийского бассейна по бровке склона хребта Ломоносова, обращенного к котловине Амундсена, а сам этот склон считать общим для Амеразийского и Евразийского бассейнов. Это позволяет оконтурить Евразийский бассейн как отрицательную форму и соблюсти принцип ограничения по бровкам. Крупнейшие формы этого бассейна – хребет Гаккеля и разделенные им котловины Амундсена и Нансена. Крупные формы в составе котловин: континентальные склоны и подножия (подъемы), а также абиссальные равнины, показаны в границах, определенных по критериям статьи 76 Конвенции ООН по морскому праву. Принцип полной делимости исследуемой площади соблюдается на уровне крупных форм. Дополнительно обозначены конусы выноса и некоторые другие объекты более низких порядков, находящиеся сейчас в центре внимания. Важным итогом является возможность обозначать орографические формы не только надписями, но и в их геоморфологических границах.

ГИС «Топонимы СЛО». Вопросы топонимики подводного рельефа тесно смыкаются с задачами исследования рельефа дна, поскольку бедность и противоречивость топонимической базы мешают корректной географической привязке и описанию исследуемых объектов, а в итоге препятствуют взаимопониманию специалистов. Также важное значение имеет закрепление посредством топонимов национальных приоритетов в изучении подводного рельефа. Достигнутый к настоящему времени уровень изученности рельефа СЛО требуют подробного анализа состояния его топонимики. Начиная с середины 1980-х гг. XX в., когда впервые появился призыв *покончить с вольным бесконтрольным обращением с топонимами форм рельефа СЛО* [*Кулаков и др., 1986*], существенного прогресса в решении данного вопроса до настоящего времени не достигнуто, несмотря на целый ряд предпринимаемых действий. Пока эта проблема все еще далека от своего разрешения и ожидает последовательного и поэтапного выполнения ряда шагов. В настоящей работе затронута лишь часть актуальных вопросов топонимики Арктического бассейна СЛО, которые имеют существенное значение при определении форм и границ распространения структур морского дна, используемых для его классификации в терминах статьи 76 Конвенции ООН по морскому праву. Количество работ, посвященных наименованию форм рельефа дна данного океана, сравнительно невелико. Их перечень и анализ представлен в публикации [*Фирсов, Зинченко, 2019*]**.**

Особый ракурс проблема топонимики СЛО приобрела с появлением статьи 76 Конвенции по морскому праву 1982 г. и с введением термина «юридический континентальный шельф». При этом обозначился целый ряд новых специфических вопросов классификации форм рельефа дна и терминологии, используемой для их наименования. Это обусловлено юридическим контекстом понятий, трактовка которых в чем-то отличается от принятой в морской геологии. Первым этапом на пути решения имеющихся проблем авторы видят уточнение ранее присвоенных названий и конкретизацию соответствующих форм рельефа с учетом достигнутой изученности рельефа дна. В ходе специализированных рейсов, которые, начиная с 2010 г., Россия провела для батиметрического изучения своего арктического сектора, были обнаружены новые формы рельефа, однако, заявок на наименования вновь обнаруженных форм рельефа в SCUFN (GEBCO Sub-Committee on Undersea Feature Names) от нашей страны пока сделано не было. Наибольшая активность России при работе в Подкомитете по

названиям подводных объектов GEBCO имела место в 2003-2004 гг. (заседания SCUFN-16, SCUFN-17), когда были поданы 34 заявки на топонимы, названные в честь российских гидрографов и ученых. В дальнейшем Россия вышла в Подкомитет GEBCO с новыми предложениями о наименовании открытых в 2010 и 2011 гг. отечественными исследователями форм подводного рельефа. Предложения рассматривались на заседаниях SCUFN-23, SCUFN-24. В результате в Газетир GEBCO попали наименования следующих топонимов: гор Афанасенкова, Агафонова, Арефьева, Бухмейера, Карусева, а также долина Немилова и отрог Сенчура. Последним топонимом, который был представлен Россией и принят на заседании Подкомитета GEBCO в 2011 г. (SCUFN-23), стала подводная гора, названная в честь военного гидрографа Б.Д. Данильчука, открытая в 1997 г. АПЛ К-496. После этой даты Россия не подавала заявок по наименованию вновь открытых форм подводного рельефа в СЛО. Актуальной задачей является дополнительный поиск и обсуждение списка российских исследователей Арктики – достойных кандидатур для присвоения их имен ранее обнаруженным и вновь открытым формам рельефа дна Центрального Арктического бассейна на российском расширенном континентальном шельфе. Для поиска таких имен может быть использована информация, представленная в работе [*Аветисов, 2006*]

ГИС-система обеспечивает доступ к наиболее полной версии топонимической карты СЛО, представляя, в том числе, информацию о топонимах дна, сохраняющих память о российских исследователях, включая целый ряд учёных ВНИИОкеангеология. Основным источником исходных данных для ГИС-проекта топонимов Арктики послужил открытый для использования мировым сообществом ресурс GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans) (https://www.ncei.noaa.gov/news/gazetteer-catalogs-ocean-features) – Генеральная батиметрическая карта океанов. Она включает цифровой справочник (газетир) названий подводных объектов с координатами их географического положения. Кроме того, газетир содержит сведения о том, кто открыл подводный объект, когда, происхождение названия объекта и др. Газетир GEBCO обновляется ежегодно. Материалы GEBCO в рассматриваемом ГИС-проекте ВНИИОкеангеология были дополнены данными с батиметрической карты «Центральный Арктический бассейн» (адмиралтейский номер 91115), подготовленной и отредактированной Управлением навигации и океанографии (УНиО).

ГИС-проект топонимов Арктики создан в формате ArcGIS ver.10.5, в координатной системе WGS-84, картографическая проекция - стереографическая северная полярная, центральный меридиан 110° в.д., стандартная параллель 70° с.ш. Батиметрическая основа ГИС - проекта соответствует данным IBCAO ver.3.0 Исходные данные (набор точечных, линейных и полигональных объектов, отражающих географию подводных структур, а также аннотации к ним), предназначенные для отображения в данном ГИС-проекте, содержатся в базе данных формата MS Access в виде таблиц шейп-файлов. Соответствующие исходным данным объекты представлены в таблице содержания ГИС-проекта слоями.

Карта Северного Ледовитого океана, созданная в ГИС- проекте «Топонимы СЛО» со всеми нанесенными топонимами представлена на рис.4.

Основные сведения по топонимам включают следующую информацию: номер объекта в проекте; русскоязычное название объекта; англоязычное название объекта; сведения о первооткрывателе, предложившем название объекта, год открытия объекта; происхождение названия (основные сведения); примечания (необязательный атрибут). Всего в Газетире GEBCO содержится 5166 объектов по всему Мировому океану, причем по СЛО включено 193 объекта. Использование ГИС системы топонимов СЛО по сравнению с последним вариантом Интерактивного Газетира GEBCO, имеет очевидные преимущества, в том числе, русскоязычный интерфейс с двуязычными именами топонимов и русскоязычными таблицами и описаниями топонимического содержания; а также быстрый интерактивный доступ в требуемому топониму; зафиксировано 186 форм

подводного рельефа дна СЛО, включая 76 -названных в честь российских исследователей. При этом представлены дополнительные топонимы с карты «Центральный арктический бассейн» (адмиралтейский номе 91115), а также российские топонимы, которые были представлены в Комиссию GEBCO, но в итоге не были включены в Газетир GEBCO. Также ГИС включает топонимы, предложенные российской стороной, которые содержатся в классификаторе форм подводного рельефа VLIZ.

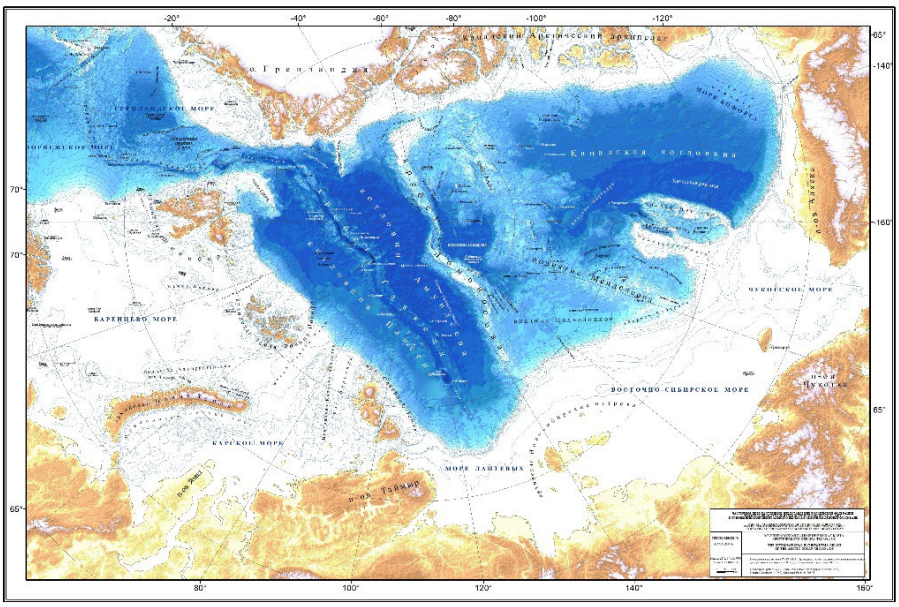


Рис. 4. Карта Северного Ледовитого океана, созданная в ГИС- проекте «Топонимы СЛО» с нанесенными топонимами.

ГИС система «Топонимика СЛО» может явиться не только справочной системой, но также - основой для развития представлений о границах форм рельефа, выявления объектов и площадей, требующих наименования и внесения в международные органы новых форм подводного рельефа, открытых на российском расширенном континентальном шельфе.

ЛИТЕРАТУРА

Аветисов Г.П. Арктический мемориал. Всероссийский науч.-исслед. ин-т геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (ВНИИОкеанология). СПб: Наука, 2006. 617 с.

Зинченко А.Г. Орографическое деление и общая характеристика рельефа дна // Геология и полезные ископаемые России. Т.5. Кн.1. Арктические моря. / ред. И.С. Грамберг, В.Л. Иванов, Ю.Е. Погребицкий. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2004, С.15-26.

Зинченко А.Г., Фирсов Ю.Г. Геоморфология дна Северного Ледовитого океана в контексте Конвенции ООН по морскому праву 1982 г. // Вестник Государственного университета морского и речного флота имени адмирала С.О. Макарова. 2018. Т. 10. № 4. С. 734–751. doi: 10.21821/2309-5180-2018-10-4-734-751.

Зинченко А.Г., Егоров С.В., Фирсов Ю.Г., Иванов М.В., Колосков Е.Н. Новые данные о рельефе прилаптевоморского сектора континентального склона Евразийского бассейна (по результатам батиметрических съемок 2022 и 2024 гг.) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. Выпуск 11, с. 146-157. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-146-157

Каминский Д.В., Крылов А.А., Татаринов В.Ю., Пилицын А.Г., Рогова И.В., Аксёнов А.О., Семенов П.Б., Киль А.О., Лодочникова А.С., Шатрова Е.В., Логвина Е.А. Первые результаты исследований области сочленения хребта Гаккеля с шельфом моря Лаптевых в экспедиции Арктика-2024 // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и

Северо-Запада России. 2024. Выпуск 11, с. 166-175. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-166-175

Каминский Д.В., Чамов Н.П., Жилин Д.М., Крылов А.А., Неевин И.А., Буякайте М.И., Дегтярев К.Е., Дубенский А.С., Каминский В.Д., Логвина Е.А., Окина О.И., Семенова П.Б., Киль А.О., Покровский Б.Г., Толмачева Т.Ю. Новые данные о строении Лаптевоморского фланга хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Литология и полезные ископаемые. 2024. №6. С. 634–647. doi: 10.31857/S0024497X24060028

Конвенция по морскому праву 1982 г. https://www.un.org/ru/documents/decl_conv/conventions/lawsea.shtml

Кулаков Ю.Н., Дибнер В.Д., Егиазаров Б.Х., Казмин Ю.Б. Морфоструктуры Арктического бассейна Северного Ледовитого океана // Структура и история развития Северного Ледовитого океана. Сборник научных трудов ПГО «Севморгеология». 1986. С.40-53.

Ласточкин А.Н. Методы геоморфологического картографирования. Л.: ЛО Недра, 1982. 272 с.

Ласточкин А.Н., Нарышкин Г.Д. Новые представления о рельефе дна Северного Ледовитого океана // Океанология. 1989. № 6. С. 968–973.

Орографическая карта Арктического бассейна. Масштаб 1:5 000 000 / Отв. ред. И.С. Грамберг, Г. Д. Нарышкин. Хельсинки: Карттакесус, 1995.

Поселов В.А., Каминский В.Д., Жолондз С.М., Буценко В.В., Смирнов О.Е., Фирсов Ю.Г., Зинченко А.Г. Обоснование юридического шельфа Российской Федерации в Северном Ледовитом океане // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2019. № 3 (166). С. 48–54.

Спиридонов А.И. Геоморфологическое картографирование, М. Недра, 1985. 183 с.

Фирсов Ю.Г., Зинченко А.Г. Проблемы наименования равнин и котловин Центрально-арктической области поднятий Северного Ледовитого океана // Вестник Государственного университета морского и речного флота имени адмирала С.О. Макарова. 2019. Т. 11. № 2. С. 315–331. doi: 10.21821/2309-5180-2019-11-2-315-331

Фирсов Ю.Г., Зинченко А.Г. Проблемы картографического обеспечения при изучении Северного Ледовитого океана и задачи батиметрических исследований в российской Арктике. // Вестник Государственного университета морского и речного флота имени адмирала С. О. Макарова. 2023. Т. 15. №2. С. 226-246. doi:10.21821/2309-5180-2023-15-2-226-246

Glumov I.F., Zenkov A.F., Zhilin D.M. A challenge in the Arctic. Bathymetric Survey for delineation of the extended continental shelf of the Russian Federation // Hydro international. 2012. №1. P. 27-30.

Jakobsson M., Mohammad R., Karlsson M., Salas-Romero S., et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 5.0 // Scientific Data. 2024. Vol. 11, 1420. doi:10.1038/s41597-024-04278-w

NEW RESULTS OF EURASIAN BASIN BOTTOM RELIEF STUDY AND THE ARCTIC OCEAN TOPONYMY ANALYSIS

Zinchenko A.G.[1], Egorov S.V.[2], Firsov Yu.G.[1],Bulatkina K.I. [1], Ivanov M.V.[1], Koloskov E.N.[1], Leonova N.E.[1]

[1] VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg, Russia
[2] 280 "Central Cartographic Production of the Navy", St. Petersburg, Russia

This paper examines the results of work in 2025, as a summary of data based on bathymetric study of the Eurasian basin of the Arctic Ocean, as well as on several types of geomorphological mapping of the bottom of this basin and problems of toponymy of the Arctic Ocean. The bathymetric study map is based on both foreign and domestic modern and retrospective data. It

characterizes the most complete array of available bathymetric used to create the current version of domestic bathymetric model of the Eurasian basin. The actualization of the "Geomorphological Map of the Arctic Ocean" at a scale of 1: 5,000,000 was carried out using the results of recent swath bathymetric surveys. At the same time, the position of geomorphological boundaries on the continental margin in the Laptev Sea was clarified. The map is drawn up in accordance with the provisions of article 76 of the UN Convention on the Law of the Sea. A modern orographic map of the considered basin at a scale 1:5 000 000 is presented. It is based on an updated geomorphological map. The orographic map is designed in order to organize ideas about the areas and boundaries of the large and largest orographic forms and for the purpose of updating the geographic location of the studied objects. It also serves as the basis for conclusions about the structure of the bottom of the Eurasian basin. A new method for determining the boundary of the basin in the Lomonosov ridge region is proposed. The results of creation of GIS-project "Toponyms SLO" and its advantages are described. The problems of Arctic Ocean toponyms are characterized, and proposals made to streamline terminology and the Arctic toponymic base as a whole.

Keywords: *Arctic Ocean, Eurasian basin, modern bathymetric survey, multibeam echo sounder, digital relief models, bathymetric study map, orographic map, boundaries of orographic forms, geomorphological scheme, toponyms of Arctic underwater relief*

REFERENCES:

Avetisov G.P. Arctic Memorial. All-Russian Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean (VNIIOceanology). SPb:Nauka, 2006. 617 p. (in Russian).

Zinchenko A.G. Orograficheskoe delenie I obscaiy harakteristika relief dna. // Geologia I poleznie iskopaemie Rossii. Tom 5. Kniga 1. Arkticheskie moria/ red. I.S. Gramberg, V.L Ivanov, U.E. Pogrebitsky. SPb., Izd.VSEGII, 2004., 468 p. (in Russian).

Zinchenko A.G., Firsov Yu.G. Geomorphology of the Arctic ocean in the context of The United Nations Convension on the law of the sea 1982 // Vestnik Gosudarstvennogo universiteta morskogo i rechnogo flota imeni admirala S. O. Makarova. 2018. Vol. 10. Is. 4. P. 734–751. doi: 10.21821/2309-5180-2018-10-4-734-751

Zinchenko A.G., Egorov S.V., Firsov Yu.G., Ivanov M.V., Koloskov E.N. New data on the relief of the Laptev sea sector of the Eurasian basin continental slope (based on the results of bathymetric surveys in 2022 and 2024) // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024. Issue 11. P. 146-157. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-146-157

Kaminskiy D.V., Krylov A.A., Tatarinov V.Yu., Pilitsyn A.G., Rogova I.V., Aksenov A.O., Semenov P.B., Kil A.O., Lodochnikova A.S., Shatrova E.V., Logvina E.A. The first results of research on the connection of the Gakkel ridge with the Laptev sea shelf in the Arctic-2024 expedition // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024. Issue 11. P. 166-175. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-166-175

Kaminsky D.V., Chamov N., Zhilin D.M., Krylov A.A., Neevin I.A., Bujakaite M.I., Degtyarev K.E. et al. New Data on the Structure of the Laptev Sea Flank of the Gakkel Ridge (Arctic Ocean) // Lithology and Mineral Resources. 2024. Vol. 59. Is. 6. P. 598-610. doi: 10.1134/S0024490224700779

The United Nations Convention on the Law of the Sea, 1982 https://www.unclos.org/

Kulakov Yu.N., Dibner V.D., Egiazarov B.Kh., Kazmin Yu.B. Morfostruktura basseina Severnogo Ledovitogo okeana // Struktura i istoriya razvitiya Severnogo Ledovitogo okeana. L.: PGO Sevmorgeologiya, 1986. P.40–53.

Lastochkin A. N. Metody geomorfologicheskogo kartirovaniya. L.:LO. Nedra. 1982.-272 p.

Lastochkin A.N., Naryshkin G.D. Novie predstavlenia o reliefe Severnogo Ledovitogo oceana // Okeanologia. 1989. № 6. P. 968–973. (in Russian)

Orograficheskaya karta Arkticheskogo basseina. Masshtab 1:5 000 000/ Otv.redaktor I.S Gramberg, G.D, Naryshkin. Helsinky: Karttakesus,, 1995

Poselov V.A., Kaminsky V.D., Zholondz S.M., Butsenko V.V., Smirnov O.E., Firsov Yu.G., Zinchenko A.G. Proof of the legal shelf of the Russian Federation in the Arctic Ocean // Mineral resources of Russia. Economics and management. 2019. № 3(166). P. 48–54.

Spiridovov A.I. Geomorfologicheskoe kartirovanie. M., Nedra1985. 183 p.

Firsov Yu.G., Zinchenko A.G. The problems of naming the plains and basins of the CentralArctic area of rises of the Arctic Ocean. // Vestnik Gosudarstvennogo universiteta morskogo i rechnogo flota imeni admirala S. O. Makarova. 2019. Vol. 11. №.2. P. 315–331. doi: 10.21821/2309-5180-2019-11-2-315-331

Firsov Yu.G., Zinchenko A.G. Cartographic support issues in the Arctic Ocean studying and bathymetric investigation objectives in the Russian Arctic // Vestnik Gosudarstvennogo universiteta

morskogo i rechnogo flota imeni admirala S. O. Makarova. 2023. Vol. 15. №2. P. 226-246. doi:10.21821/2309-5180-2023-15-2-226-246

Glumov I.F., Zenkov A.F., Zhilin D.M. A challenge in the Arctic. Bathymetric Survey for delineation of the extended continental shelf of the Russian Federation // Hydro international. 2012. №1. P. 27-30.

Jakobsson M., Mohammad R., Karlsson M., Salas-Romero S., et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean Version 5.0 // Scientific Data. 2024. Vol. 11, 1420. doi:10.1038/s41597-024-04278-w

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-79-86

ДОЛИННЫЕ ФОРМЫ В РЕЛЬЕФЕ ДНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА (ПО ДАННЫМ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ СЪЁМОК МЛЭ)

✉*Казбанова Ю.Н.* [1,2]

[1]ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
[2]СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
✉ *yu.kazbanova@vniio.ru*

В работе представлены данные о морфологических характеристиках долинных форм в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана. Настоящая работа является продолжением предыдущего исследования на более локальном участке на континентальном склоне в море Лаптевых. Она расширяет область геоморфологического анализа и включает материалы экспедиций разных лет. Рассматриваются различные участки в области континентальной окраины. В ходе сопоставления характеристик долинных форм были выявлены их различия и сходства на разных участках дна Евразийского бассейна.

Ключевые слова: *Евразийский бассейн, континентальная окраина, геоморфологический анализ, подводные склоновые процессы, эрозионные каналы, подводные долины, каньоны*

Введение. Подводные долины являются сложными объектами исследования. На протяжении всей истории их изучения анализ данных форм сильно зависел от материалов съёмок рельефа морского и океанического дна. Представление особенностей подобных форм рельефа в Евразийском бассейне до относительно недавнего времени основывалось на данных батиметрических карт [*Дибнер, 1965; Орографическая карта, 1995*]. Те подводные долины, которые удавалось идентифицировать, отмечались на геоморфологических картах Евразийского бассейна отчасти условно ввиду слабой батиметрической изученности. Ранее на геоморфологических картах показывалась, как правило, одна категория долинных форм – подводные каньоны. За неимением детальных данных к этой категории относили сравнительно узкие линейные формы с однонаправленным уклоном и выраженным врезом. При этом на геоморфологической карте м-ба 1: 5 000 000 под редакцией В.Д. Дибнера 1965 г. [*Дибнер, 1965*] в Евразийском бассейне показаны лишь единичные каньоны в его прилаптевоморской части, причем только в пределах континентального склона и с верховьями, прорезающими бровку шельфа. На «Орографической карте Арктического бассейна» 1995 г. Г.Д. Нарышкин показывает их в значительно большем количестве по периферии всего бассейна, включая склон хребта Ломоносова, обращенный к котловине Амундсена [*Орографическая карта, 1995*]. При этом в прилаптевоморской части бассейна каньоны изображены пересекающими пространства, относимые, по современным данным, к континентальному подножию и достигающими абиссальных равнин.

В 2000-х гг. стали развиваться как аппаратурные средства батиметрических измерений, так и методы интерпретации полученных с их помощью данных. В отечественной практике стали широко применяться многолучевые эхолоты. Это позволило получить качественное и более подробное отображение долинных форм, количество и разнообразие которых по размерам, форме, продольному и поперечному профилю оказалось значительнее, чем считалось до этого.

Первый анализ подводных долинных форм на континентальном склоне в море Лаптевых проводился автором на основе материалов 2022 и 2024 гг., полученных в ходе батиметрической съёмки с океанографического исследовательского судна «Янтарь», оснащённого многолучевым эхолотом (МЛЭ). Данный полигон является единственным примером отечественной площадной съёмки подобной детальности в Евразийском

бассейне [*Зинченко, 2024*]. Результаты исследования долинных форм на полигоне батиметрических съёмок были представлены в 2025 г на IX молодёжной конференции во ВНИИОкеангеология [*Казбанова, 2025*]. Они заставили обратить внимание на долинные формы на прилежащих участках, которые пересечены отдельными профилями МЛЭ. Настоящая работа является продолжением исследования эрозионных долин в рассматриваемом бассейне.

Методика исследования. В данной работе предпринимается попытка анализа материалов нескольких экспедиций научно-исследовательских судов, оснащённых МЛЭ, разных лет. Дано описание морфологических характеристик долинных форм, которые были обнаружены в исследуемых областях на основе упомянутых материалов, анализ которых выполнялся в специализированной геоинформационной программе Geocap. С помощью инструментов этой программы было установлено положение долинных форм, батиметрический интервал, в котором они располагаются, их ориентировка, а также морфометрические характеристики их поперечного и продольного профиля. Особенности продольных полос съёмок МЛЭ заключаются в том, что они, как правило, не захватывают бровку шельфа, а следовательно, и голову каньона, а также ширина полосы промера сужается вверх по склону, в неё обычно попадают лишь фрагменты долинных форм.

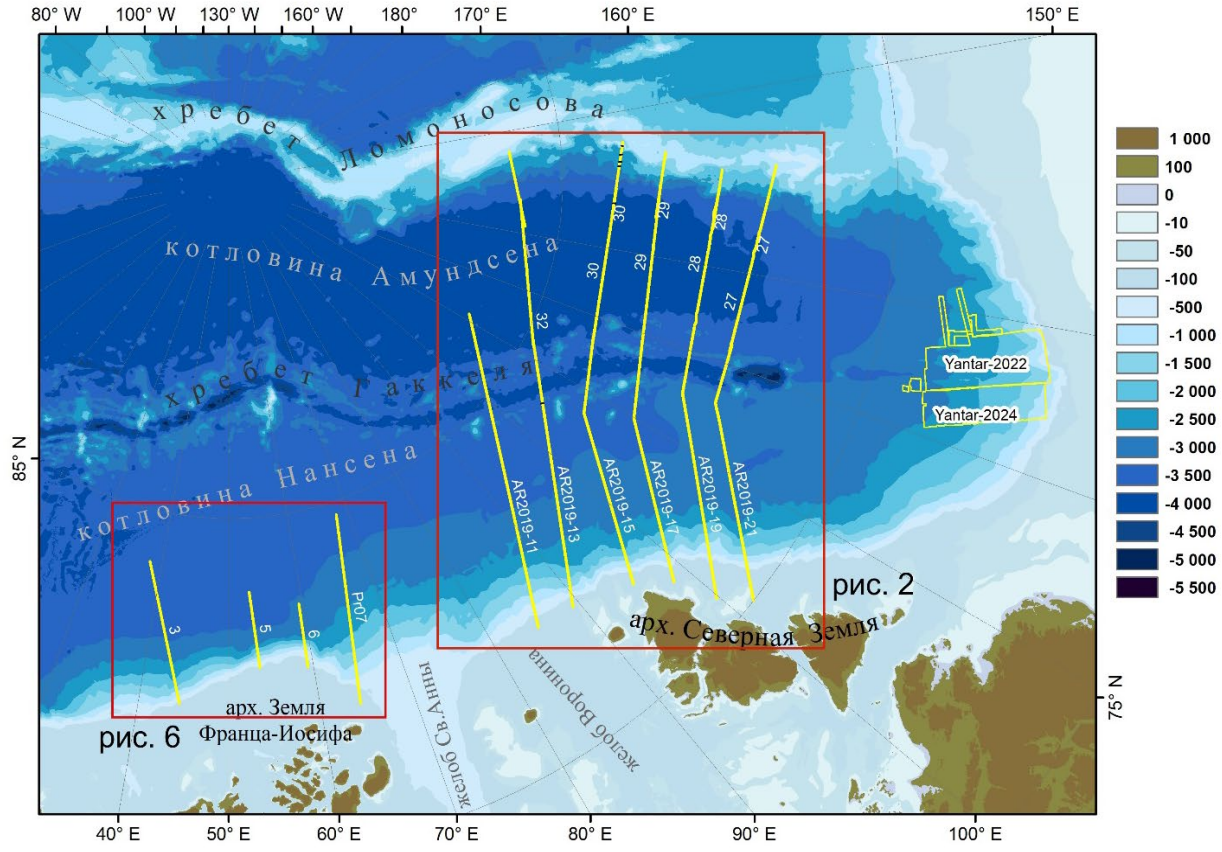


Рис. 1. Исследуемые батиметрические профили в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана (на основе батиметрической карты IBCAO v.4)/

Результаты. Для настоящего анализа было взято несколько участков континентальной окраины Евразийского бассейна, по которым проходят профили батиметрических съёмок, выполненные в разные годы (рис. 1). Рассматривались съёмки МЛЭ, выполненные государственным научно-исследовательским навигационно-гидрографическим институтом (АО "ГНИНГИ") в 2010, 2011, 2019 и 2020 гг., Всероссийским научно-исследовательским геологическим нефтяным институтом (ФГБУ «ВНИГНИ») в 2022 и Всероссийским научно-исследовательским институтом геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга (ФГБУ

«ВНИИОкеангеологии») в 2024 гг. Полученные профили и полигон охватывают преимущественно континентальную окраину в море Лаптевых, а также континентальный склон вблизи архипелагов Северная Земля и Земля Франца-Иосифа.

На рассматриваемых участках всего было обнаружено 98 долинных форм, 75 из которых – на профилях МЛЭ. При этом они были выявлены на всех рассматриваемых профилях. Далее будут изложены морфометрические характеристики форм, преимущественно выделенных на профилях МЛЭ. Более подробный анализ материалов площадной съёмки ОИС «Янтарь» изложен в предыдущей работе [*Казбанова, 2025*], но характеристики выделенных там форм будут упоминаться в рамках сравнения.

Из рассматриваемых профилей шесть простираются от бровки шельфа вглубь бассейна вблизи архипелага Северная Земля (AR2019-11 – AR2019-21-27). На рассматриваемых профилях не наблюдаются значительные долинные формы, однако они наиболее многочисленны среди представленных профилей и их количество составляет 43 формы, 13 из которых располагается на профиле AR2019-15-30 (рис. 2). Данные формы имеют протяжённость от 3 до 35 км и разнообразную форму поперечного профиля. Они пролеживаются в широком батиметрическом интервале от 200 до 4500 м. Наблюдается как U-образное или корытообразное широкое русло, так и каньонообразное с крутыми склонами и выровненным дном, локально приближенное к V-образной форме. Глубина вреза преимущественно не превышает 50 м, локально доходя до 100 м, но на профиле AR2019-13-32 фиксируется каньонообразная долина с крутыми склонами и выровненным дном глубиной 300 м (рис. 3), что может говорить об интенсивном потоке вещества. На рассматриваемых участках это самая большая имеющаяся глубина вреза.

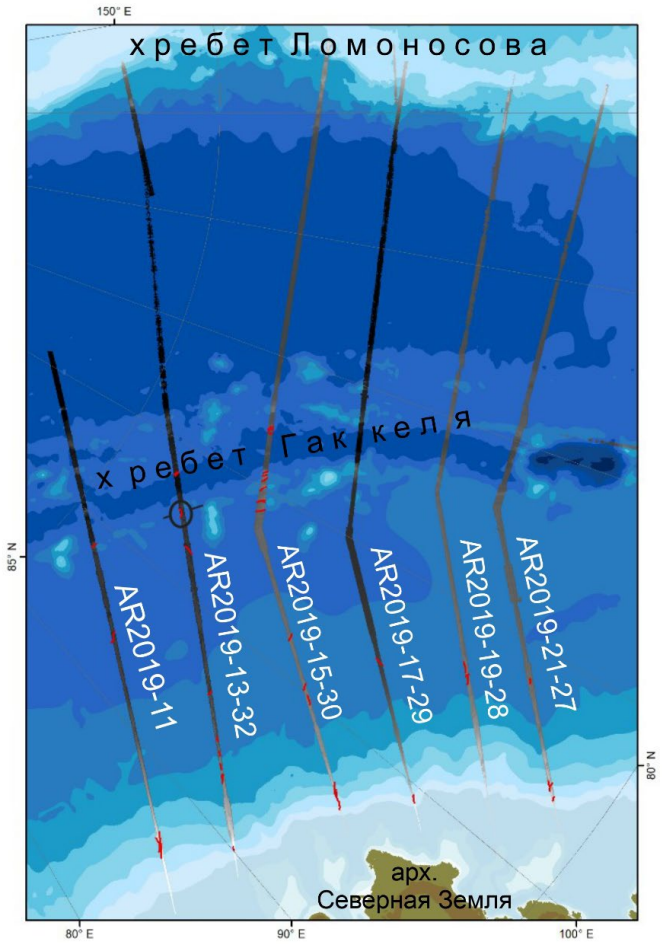


Рис. 2. Долинные формы на профилях съёмок 2010 и 2019 гг. на континентальной окраине вблизи архипелага Северная Земля

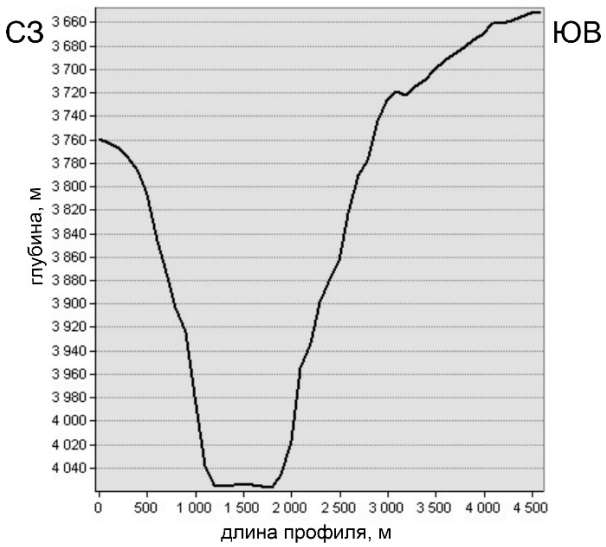


Рис. 3. Поперечный профиль долины на профиле AR2019-13-32.

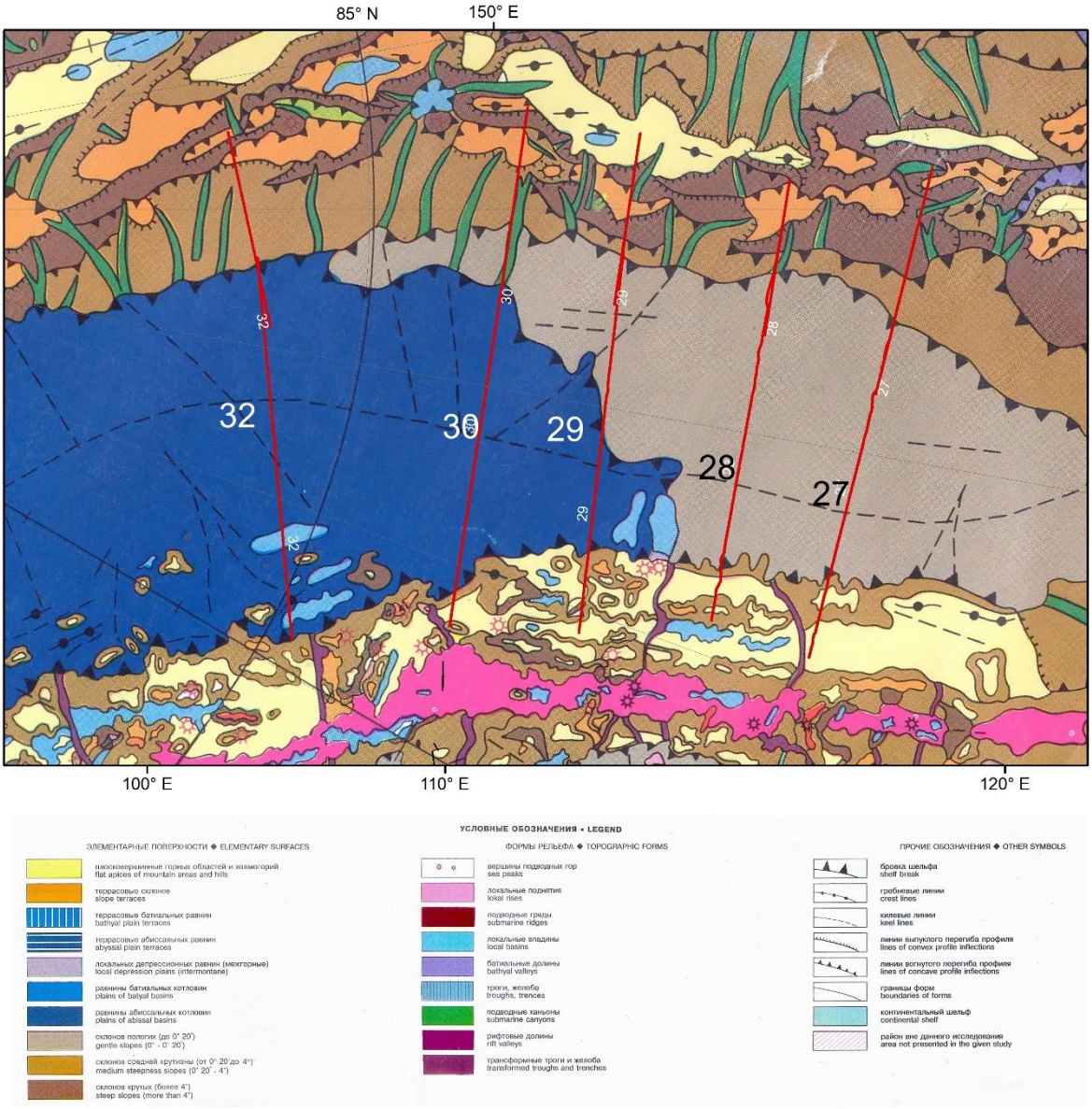


Рис. 4. Расположение профилей 2010 г. на «Орографической карте Арктического бассейна» (1995).

Данные профили, в том числе, частично затрагивают западный склон южной части подводного хребта Ломоносова, где прежде выделялись глубоко врезанные долинные формы [*Орографическая карта, 1995*]. Все подобные формы классифицировались как подводные каньоны и выделялись в значительно большем диапазоне глубин преимущественно на основе батиметрических карт или профилей однолучевого эхолота. Данные по полигону ОИС «Янтарь» показали, что такие формы в действительности являются более сложным комплексом образований, которые как правило приурочены к более крутой части склона, часто переходя в более мелкие формы на пологих участках. Также изменилось представление о морфологии самих каньонов, в которых стало возможным выделять особенности и отдельные составные элементы. Подробные исследования позволили выделить формы разных порядков с иными морфологическими показателями. К сожалению, рассматриваемые профили практически не затрагивают выделенные в ранних исследованиях каньоны, за исключением профиля AR2019-15-30, который идёт вдоль одного из них (рис. 4). В батиметрическом интервале от 2700 до 3000 м, где можно предполагать наличие каньона, наблюдается выраженный уклон, что даёт возможность предположить, что профиль AR2019-15-30 в этой части захватывает южный борт каньона, который действительно присутствует на склоне хребта Ломоносова (рис. 5). В остальном долинных форм на данном участке по материалам МЛЭ не выявлено.

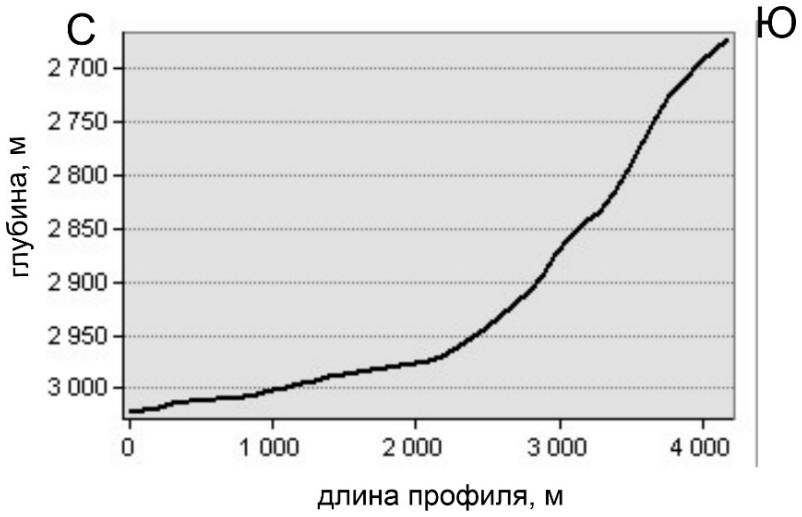


Рис. 5. Склон каньона на профиле, пересекающем полосу AR2019-15-30.

Следующие четыре профиля пересекают континентальную окраину вблизи архипелага Земля Франца Иосифа (рис. 6). На трёх из них в батиметрическом интервале от 1000 до 3000 м находятся немногочисленные (12) и короткие (от 3 до 10 км), но чётко выраженные долинные формы с ровной скруглённой U-образной формой поперечного профиля и глубиной вреза от 20 до 80 м (рис. 7а). В свою очередь, на профиле Pr-07 удалось выделить наибольшее на рассматриваемых участках многообразие различных долинных форм практически на по всей его длине в широком батиметрическом интервале от 1000 до 4000 м. Всего на данном профиле их выделено 20. Эти каналы демонстрируют несколько отличающуюся картину: долины на профиле Pr-07 имеют поперечный профиль суженной U-образной формы с глубиной вреза не более 25 м (рис. 7б), но при этом они многочисленны. Их протяжённость варьируется от 3 км до 40 км, причём на исследуемых участках наиболее протяжёнными являются именно долины, отмеченные на профиле Pr-07.

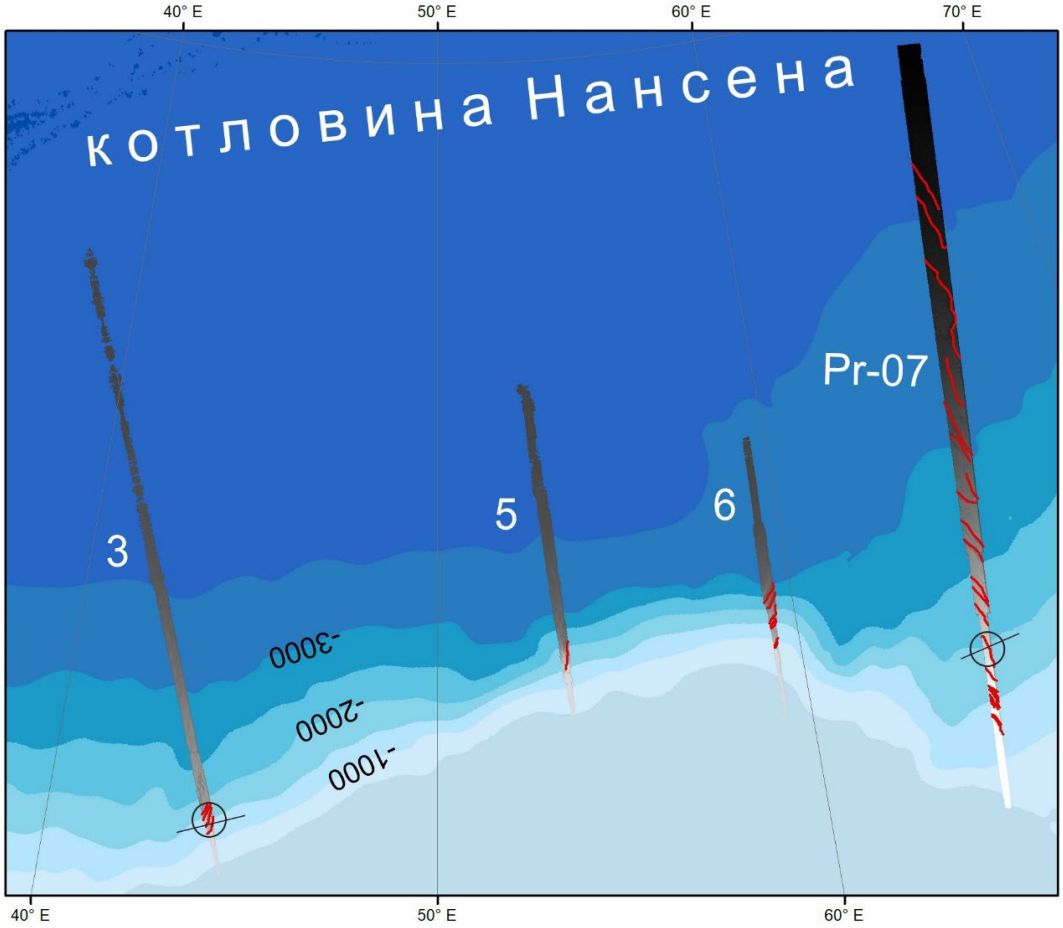


Рис. 6. Долинные формы на профилях 2011 и 2020 гг на континентальном склоне вблизи архипелага Земля Франца-Иосифа.

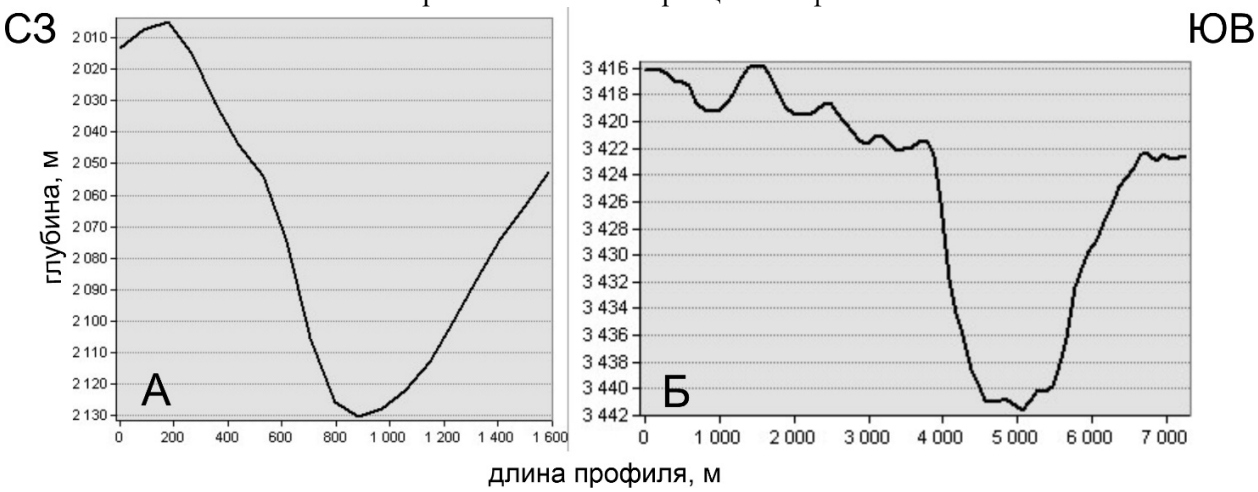


Рис. 7. Поперечные профили долин на профилях 3 (а) и Pr-07 (б).

Наконец, участок континентального склона в море Лаптевых представлен полигоном съёмки ОИС «Янтарь» (рис. 1), о котором шла речь в предыдущей работе. По материалам площадной съёмки 2022-2024 гг. было обнаружено 23 разнообразные долинные формы протяжённостью от 5 до 225 км с глубиной вреза от 2 до 100 м в широком батиметрическом интервале от 1000 до 3500 м. Было выделено четыре класса долинных форм. Первый из них был условно назван каньонами ввиду чёткого глубокого V-образного вреза 50-100 м. Также были выделены классы разветвлённых долин с плавным U-образным поперечным профилем глубиной не более 20-40 м и морфографически схожих с ними обособленных долин без разветвления и глубиной до 10 м. Наконец, в рельефе были отмечены самые незначительные каналы глубиной до 5 м, составляющие

веерные формы на поверхности оползневых тел и предположительно являющиеся временными водотоками в областях фронтальных гряд.

Выводы. Материалы по отдельным профилям, полученные с использованием МЛЭ, позволили существенно расширить район исследования долинных форм в рельефе дна Евразийского бассейна, которые сильно варьируются по морфологическим характеристикам, и выявить их большее разнообразие. Они были выявлены преимущественно на континентальном склоне, так как подводные долины неразрывно связаны со склоновыми процессами. Наибольшее количество долин наблюдается в тех частях профилей, где отмечается значительная крутизна склона (более 10°). Исключение составляет лишь профиль Pr-07, на котором долины равномерно распределены по всей длине профиля.

Важно уточнение, что рассуждать о протяжённости долинных форм так, как это применялось к долинам на полигоне измерений ОИС «Янтарь», а также провести какую-либо классификацию не представляется возможным ввиду того, что в настоящей работе идёт речь не о площадных, а полосовых съёмках. Ввиду этого выделенные формы практически во всех случаях представляются частями более протяжённых эрозионных форм, которые не были затронуты профилями. Наиболее релевантными показателями в данном случае являются само количество выделенных форм на профилях, а также глубина и форма их русла. Ввиду некоторой ограниченности узкими полосами батиметрических гридов, а также зачастую большой разницы в годах выполнения измерений, было решено рассматривать формы, которые прослеживаются на протяжении не менее километра и характеризуются врезом не менее 10 м глубиной.

Долины на рассматриваемых участках резко отличаются друг от друга по глубине вреза и форме поперечного профиля. Наблюдаются как небольшие ровные U-образные врезы глубиной 10-50 м, так и чётко выраженные V-образные каналы, морфологически похожие на каньоны, глубина которых достигает до 200-300 м. Долины континентальной окраины на разных профилях в целом демонстрируют схожесть с теми или иными классами долин, выделенными на полигоне измерений ОИС «Янтарь». На профилях AR2019-11 – AR2019-21-27 были выявлены глубоко врезанные крутосклонные долинные формы, которые обладают схожими чертами с долинами класса каньонов на полигоне ОИС «Янтарь», хоть и отличаются значительно большей глубиной. Каналы, обнаруженные на профиле Pr-07 вблизи архипелага Земля Франца Иосифа, демонстрируют особенное сходство с обособленными долинами на континентальном склоне в море Лаптевых. Формы на профиле также располагаются в широком батиметрическом интервале, не отличаются глубиной вреза и преимущественно имеют плавную скруглённую форму поперечного профиля, как на полигоне площадной съёмки.

Можно выделить следующие факторы сходства этих двух участков. Во-первых, они расположены в пределах крупных конусов выноса и обширных оползневых тел. Профиль Pr-07 расположен в области конуса выноса, приуроченного к устью желоба Воронина. Крупные оползневые тела также выражены повсеместно в четвертичных отложениях Евразийского бассейна в море Лаптевых в границах полигона площадной съёмки. Во-вторых, полигон ОИС «Янтарь» находится на достаточно пологом участке склона. Профиль Pr-07 также пересекает значительно более пологий участок континентальной окраины, чем соседние профили 3-6 (рис. 6) и профили AR2019-11 – AR2019-21-27. Этим, по всей видимости, обусловлены сходства морфологии долин на этих двух различных участках.

Помимо этого, были выявлены долинные формы, обладающие ранее не описанными характеристиками. Некоторые из долин на профилях AR2019-11 – AR2019-21-27 и долины на профилях 3-6 отличаются резко асимметричным врезом неправильной формы или широким врезом корытообразной формы, которых не наблюдалось на полигоне «Янтарь». Глубина вреза также, как правило, сильно превышает выявленную ранее.

Проведённое исследование долинных форм на евразийской континентальной окраине Северного Ледовитого океана показало, что данные об этих формах содержатся в материалах съёмок МЛЭ разных лет и на разных участках. По результатам проведённого анализа представляется возможным выделять характеристики эрозионных каналов по материалам не только площадных, но и полосовых съёмок, которые гораздо более распространены и охватывают значительные области дна.

ЛИТЕРАТУРА

Дибнер В.Д., Гаккель Я.Я., Литвин В.М. и др. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана // Труды НИИГА. 1965. Т. 143. С. 341–345.

Зинченко А.Г., Егоров С.В., Фирсов Ю.Г., Иванов М.В., Колосков Е.Н. Новые данные о рельефе прилаптевоморского сектора континентального склона Евразийского бассейна (по результатам батиметрических съемок 2022 и 2024 гг.) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. Выпуск 11, с. 146-157. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-146-157

Казбанова Ю.Н. Морфометрические характеристики подводных долин на континентальном склоне в море Лаптевых // Новое в геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана: материалы IX Молодёжной конференции во ВНИИОкеангеологии, 1-3 окт. 2025 г. Санкт-Петербург, 2025. с. 49-54.

Орографическая карта Арктического бассейна. Масштаб 1:5 000 000 / Отв. ред. И. С. Грамберг, Г. Д. Нарышкин. — Хельсинки, Карттакесус, 1995.

SUBMARINE VALLEYS OF ARCTIC OCEAN SEAFLOOR FROM SOUTH-EAST EURASIAN BASIN BASED ON RUSSIAN MULTIBEAM MEASUREMENTS DATA

Kazbanova Y.N.[1,2]

[1]VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia
[2]St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Current paper presents data on the morphological characteristics of valley formations in the Eurasian basin of the Arctic Ocean. This work is a continuation of previous studies conducted at a more local region on a continental slope in the Laptev Sea. It expands the field of geomorphological analysis and includes data from expeditions of different years. Different areas of continental slope are analyzed in the text. While comparing characteristics of the identified valley formations, differences and similarities of valleys in different parts of the underwater surface were noted.

Keywords: *Eurasian basin, continental slope, geomorphological analysis, submarine slope processes, erosional channels, submarine valleys, canyons*

REFERENCES:

Dibner V.D., Gakkel Ya.Ya., Litvin V.M. et al. Geomorphological map of the Arctic Ocean // Trudy NIIGA. 1965. Vol. 143. P. 341–345.

Zinchenko A.G., Egorov S.V., Firsov Yu.G., Ivanov M.V., Koloskov E.N. New data on the relief of the Laptev sea sector of the Eurasian basin continental slope (based on the results of bathymetric surveys in 2022 and 2024) // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024. Issue 11. P. 146-157. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-146-157

Kazbanova Yu.N. Morphometric characteristics of submarine valleys on the continental slope in the Laptev Sea // New in Geophysics of the Arctic, Antarctic, and the World Ocean: Proceedings of the IX Youth Conference at VNIIOkeangeologiya, October 1–3, 2025. St. Petersburg, 2025. P. 49–54.

Orographic map of the Arctic Basin. Scale 1:5,000,000 / Ed. I.S. Gramberg, G.D. Naryshkin. — Helsinki, Karttakesus, 1995.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-87-94

ОСТРОВ ГЕРШЕЛЯ (КАНАДСКАЯ АРКТИКА) – ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ С ПОЗИЦИЙ ПАЛЕОКРИОЛОГИИ

✉*Кашдан А.И.*[1], *Шейнкман В.С.*[2]

[1] Политехнический институт Монреаля, Монреаль, Квебек, Канада
[2] Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия
✉*adamykashdan@gmail.com*

Происхождение арктических островов, сложенных льдистыми породами, остается предметом научных дискуссий. На примере острова Гершель рассматривается противостояние двух гипотез: мерзлотного (внутригрунтового) происхождения подземных льдов и их формирования из погребенных льдов древних ледниковых покровов. В тезисах критически анализируются аргументы в пользу ледникового генезиса острова, включая данные датировок и интерпретацию отложений как морены. На основе геоморфологических данных и анализа отложений побережья Туктояктук доказывается, что ледник был холодным, маломощным (150 м толщиной древний ледник в МИС4 и 50 м ледниковый шельф в МИС2) и не обладал значительной эрозионной способностью, что объясняет сохранность массивных подземных льдов.

Ключевые слова: *арктические острова, подземные льды, остров Гершель, Лаврентийский ледниковый щит, поздний плейстоцен, палеогляциология, гляциотектоника, холодный ледник, мерзлые породы, тилл, дегляциация, побережье Туктояктук*

Происхождение и формирование арктических островов, сложенных, в достаточной мере, промороженными осадочными породами, содержащими внутригрунтовые льды различного типа, привлекает внимание исследователей со времен появления два века тому назад рассказов о легендарной земле Санникова. Но если исчезновение подобных островов логично объясняется вытаиванием, под влиянием потепления климата, льдистой составляющей слагающих острова отложений, то находки в их пределах все еще существующих мощных подземных льдов, образующих крупные залежи, по-прежнему вызывает острые споры. При этом обозначаются две основные позиции исследователей – с базированием на внутригрунтовом, мерзлотном происхождении таких залежей льда, и на концепции погребения и длительного существования льдов былых ледниковых покровов. Вопрос о происхождении острова Гершеля отражает отмеченную дискуссию. Рассмотрим ее основные моменты.

Ряд исследователей обосновывают ледниковое происхождение данного острова. Это небольшой, площадью несколько больше 100 км^2 , массив суши – самая северная точка территории Юкон в Канаде на окраине моря Бофорт. Сторонники ледникового происхождения острова считают слагающие его поверхностные толщи осадочных пород мореной, надвинутой ледником [*Rampton, 1982, 1988*] во время максимального распространения на побережье Юкона Лаврентийского ледникового щита. Данные о возрасте формирования этого образования до сих пор основаны на молодой радиоуглеродной дате 15 990 тыс. л. н. [*Fritz et al., 2012*], полученной из диамиктона, перекрывающего на острове массивные подземные льды, и такая интерпретация предполагает, что датированный растительный материал накопился до начала так называемой ледниково-тектонической деформации [*Wetterich et al., 2023*]. Перекрываемые диамиктоном массивные льды должны были тогда формироваться в интервале 32 220 – 25 830 тыс. л. н. Дополнительной информацией для определения времени максимального распространения предполагаемого Лаврентийского ледникового щита, который был бы способен сформировать ледниково-надвиговую гряду острова Гершеля, могут служить данные по черепу лошади [*Zazula et al., 2009*], предположительно собранному in situ и датированному в интервале от 20 170 – 19 550 тыс. л. н. [*Wetterich et al., 2023*].

Табл. 1. Стадии оледенения в Западном секторе Канадской Арктики: синтез данных из работ Rampton (1988), Dyke et al. (2002), Dalton et al. (2023) и Stoker et al. (2024) с комментариями авторов. * Примечание. Теория «надвигового» продвижения древнего холодного ледника авторами не поддерживается.

Стадиал / Оледенение	Хронологическая позиция	Приблизительный возраст (тыс. кал. л.н.)	Морская изотопная стадия (МИС)	Примечания / Региональный контекст
Ситиджийский стадиал - Sitidgi Stade	Поздний висконсинский период	~15 ka	МИС 2	Крупное продвижение Лаврентийского щита в желоб Маккензи и на п-ов Туктояктук в поздний ледниковый период.
Гершельский стадиал - Herschel Stade	Поздний висконсинский период	~17.5 ka	МИС 2, Последний ледниковый максимум (ПЛМ)	Соответствует фазе "надвигового" * продвижения Лаврентийского ледникового щита, которое привело к формированию острова Гершеля. Данная фаза коррелирует с самыми молодыми мега-ледниковыми линиями в заливе Амундсена. Возраст установлен по датировкам деформированного пластового льда и перекрывающего его диамктиона.
Токер-Пойнт (оледенение Бакленда) и стадия Франклин-Бэй -Toker Point (Buckland Glaciation), Franklin Bay	Ранний висконсинский период	~71-57 ka	МИС 4	Эти стадиалы представляют собой холодные фазы раннего висконсинского периода в регионе Аляски и прилегающих территорий Канады. Они характеризуются значительным наступлением ледников после относительно тёплого интерстадиала среднего висконсинского периода.
Довисконсинское оледенение например, Хаски-Крик, Оленье, реки Мэйсон - Husky Creek, Reindeer, Mason River	Иллинойсское оледенение и др.	>130 ka	МИС 6	Довисконсинское оледенение — это обобщающий термин для более древних ледниковых периодов, предшествовавших последнему (Висконсинскому) оледенению в Северной Америке. Примеры, такие как оледенение Хаски-Крик, реки Мэйсон и Оленье оледенение на территории Аляски и прилегающих регионах, представляют собой отдельные, более ранние ледниковые эпизоды.

Отметим, что все большее число исследователей приходят к выводу, что максимальное распространение Лаврентийского ледникового щита в позднем плейстоцене достигло своей северо-западной позиции во время поздне-висконсинского оледенения 17 500 тыс. л. н. [*Stoker et al., 2025*], хотя есть также мнение, что максимального распространения ледник достиг во время раннее-висконсинского оледенения (см. Табл., Рис.). Считается, что о положении ледника в регионе могут свидетельствовать локализации термоденудационных цирков (оползней оттаивания), образовавшихся в результате таяния массивных подземных льдов [*Kokelj et al., 2017*].

Относительно кратковременное региональное наступание льда в позднем висконсине, примерно 22 – 15 тыс. л. н. (см. Табл. 1, рис. 1), за которым последовало отступление ледникового щита, начавшееся самое позднее около 14 тыс. л. н., было установлено для побережья Туктояктук, острова Банкс, плато Пил и острова Ричардс, а также гор Ричардсона и Маккензи. По данным [*Murton et al., 2007*], на побережье Туктояктук дюнные пески Киттигазюитской формации были перекрыты ледником, отложения которого датированы люминесцентным методом, и полученные датировки позволяет предположить, что оледенение произошло не ранее 22 тыс. л. н. и, возможно, вплоть до 16 тыс. л. н. Дегляциация побережья Туктояктук согласно радиоуглеродным датировкам органического материала из базальных озерных отложений и возрастам, полученным инфракрасно-стимулированной люминесценцией (IRSL) для песчаных жил началась 14 300 тыс. л. н. [*Murton et al., 1997*].

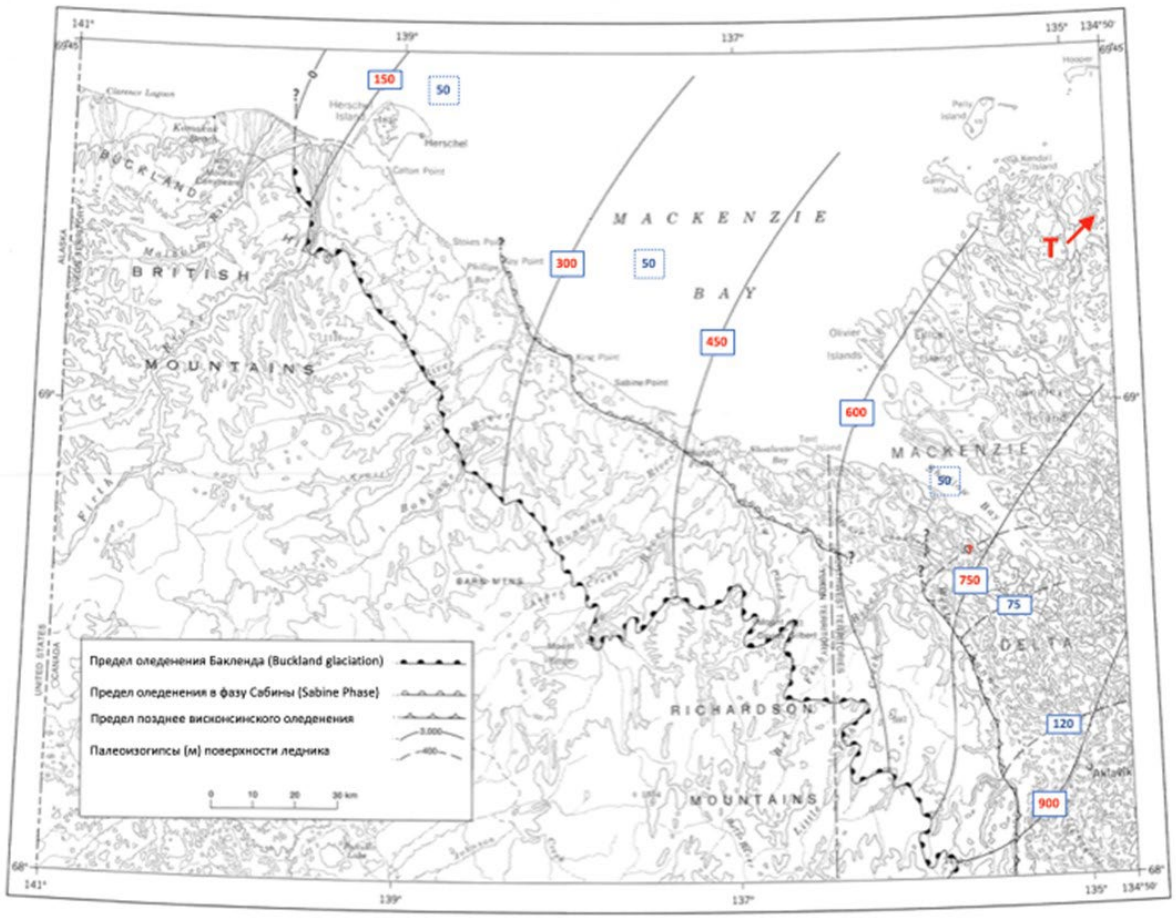


Рис. 1. Цифры в квадрате - смоделированные толщины (в метрах) древнего ледника в МИС4 (красный) и МИС2 (синий, пунктирный - ледниковый шельф) на основе работы Rampton [*1988*]. T - побережье Туктояктук. Использовалась численная модель эволюции одномерного морского ледникового щита в приближении мелкого слоя (Shallow Shelf Approximation, SSA), реализованная на языке Julia и основанная на подходе Schoof [*2007*] https://github.com/adamkashdan/SSAsimpleJ.

По мнению [*Rampton, 1982, 1988*] ледник оставил широко распространенные отложения (тилл) и вызвал так называемый ледниковый надрыв вблизи своей окраины, а перекрытие ледником многолетнемерзлых пород вызвало деформацию ранее существовавших массивных подземных льдов [*Rampton & Mackay, 1971*] и погребение внутригрунтового льда в результате ледникового надвига мерзлых отложений с формированием “гляцитектонита” [*Murton et al., 2005; Fritz et al., 2012*].

На юге острова Мелвилл радиоуглеродные датировки морских моллюсков, транспортированных льдом в составе наиболее распространенных отложений Лаврентийского щита (тилла) показали возраст в интервале 49 – 25 тыс. л. н. [*England et al., 2009*], что, таким образом, определяет минимальный возраст оледенения. Вместе с тем, авторы [*Lacelle et al., 2018*] утверждают, что погребенный лед Лаврентийского ледникового щита на северо-западе Канады был погребен вскоре после того, как щит достиг своего максимального распространения примерно 21–17 тыс. л. н., и что отступление щита с окраинных территорий, таких как плато Пил, остров Ричардс, остров Виктория и остров Байлот, произошло в период от 14 – 10 тыс. л. н.

В работе других авторов [*Wetterich et al., 2023*] приведены данные о прямом датирование льда, отмеченного в [*Michel, 1985*] как погребенный ледниковый лед, хотя авторы [*Wetterich et al., 2023*] приходят к выводу что данное ледовое тело имеет гетерогенное происхождение – по их мнению, исходно ледниковый генезис имеет только талая вода, которая была повторно заморожена. Методом радиоуглеродного анализа растворенного органического углерода были представлены дополнительные независимые свидетельства о времени наступления и отступления Лаврентийского ледникового щита. Прямые датировки, полученные таким образом, устанавливают максимальный возраст для ледникового наступления после 25 830 тыс. л. н., или, по меньшей мере, после 21 290 тыс. л. н. [*Moorman et al., 1996*]. Необходимо учесть также время для транспортировки льда из центра аккумуляции к окраине, где он мог быть погребен – он, по-видимому, имеет возраст последнего ледникового максимума, двигаясь либо из ледникового купола Киватин (Keewatin Dome), либо из Равнинного ледораздела (Plains ice divide) [*Lacelle et al., 2018*], оба из которых находятся на расстоянии 1000 км и более от острова Гершеля, что требует дополнительного выяснения в дальнейшем.

Природа ледниковой системы потока Маккензи остается пока неясной [*Margold et al., 2018*]: она могла функционировать как обширная система ледниковых потоков, при которой дистальные лопасти мигрировали латерально через регион (от долины Маккензи до ледникового потока Андерсона и обратно), или же представляли собой совокупность меньших, параллельных, разновременных ледниковых потоков.

Латеральная компонента гравитационного напряжения ледникового щита — а следовательно и смещение базальных слоёв льда по плоскостям надвигов с крупномасштабным скольжением относительно поверхности ложа, а также любые проявления гляциотектоники с образованием дислокаций и аллохтонных блоков пород ложа, отторженцев, противоречат физике формирования ледников. Ледник, движущийся по законам вязкопластической субстанции, в первую очередь отражает растекание льда, он не деформирует и не разрушает препятствий на своём пути, а обтекает их. Тогда как самопроизвольность течения льда является основной причиной ограниченной способности ледника к глубинной эрозии: она сводится главным образом к сглаживанию посредством истирания неровностей ложа с последующей полировкой и образованием штрихов на его поверхности [*Крапивнер, 2023*].

Геоморфологические комплексы побережья Туктояктук (см. рис. 1, символ Т), вопреки первоначальным интерпретациям, не свидетельствуют о деятельности активного, эродирующего ледника. Напротив, они являются индикатором холодного ледникового покрова, приморожденного к своему ложу, когда верхние слои льда могут, отражая растекание льда, скользить по нижним, что вызывает не глубокую гляциотектонику, а надвигание на мерзлые толщи льда в краевой зоне ледника. Формирование тилла

происходило не за счет активного подледникового выпахивания, а путем пассивного вымораживания материала и его отложения при деградации льда.

Отметим, что обозначенный широко распространенный тилл [*Rampton, 1982, 1988*] в контексте холодного ледника не является классическим деформированным подледниковым материалом – деформационным тиллом. Он мог сформироваться как материал, замороженный в основании льда и отложившийся при его очень медленном таянии. Или это могут быть доледниковые, абсорбируемые ледником отложения, на которые надвигался поток льда. Такой тилл не несет признаков интенсивного пластического перемешивания. Ключевое свидетельство в пользу идей наших исследований [*Шейнкман, Кашдан, 2023*] — это сам факт сохранения погребенных массивных подземных льдов. Их сохранность доказывает, что ледник был холодным, промороженным к ложу, и его воздействие на ландшафт было преимущественно поверхностным. Он не углублялся в ложе, а лишь перераспределял верхнюю часть рыхлых отложений, что полностью соответствует тезису об ограниченной эрозионной способности.

Выводы. По данным предварительного исследования, проведённого летом 2025 года, в прикраевых зонах ледника в этом полярном регионе могут сосуществовать базальный режеляционный лёд и массивный сегрегационно-инъекционный лёд. Вероятно, после 15 тыс. л. н., в относительно тёплый для региона период, значительная часть прибрежной равнины Юкона характеризовалась наличием мёртвого (стагнированного) ледникового льда и высоким поровым давлением в осадках, насыщенных талыми водами, в период деградации ледникового фронта.

Таким образом, наблюдения на побережье Туктояктук подтверждают основную идею на базе наших работ и других авторов по полярным ледникам, что динамика холодного ледника не связана с крупномасштабным пластическим течением и глубокой эрозией. Его воздействие на ландшафт ограничивается поверхностным сглаживанием за счет истирания ложа ледника в прикраевой зоне, что и демонстрирует характер изученных отложений.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке ресурсов по проекту FWRZ-2021-0005

ЛИТЕРАТУРА

Крапивнер Р. Б. «Правило слона» и «принцип верхоглядства» в четвертичной геологии. Обсуждение проблемы и некоторые альтернативы. В 3 ч. Ч. 1. Физические свойства глетчерного льда и ограничения, которые они накладывают на его геологическую деятельность / Р. Б. Крапивнер. – СПб. : ПОЛИТЕХ-ПРЕСС, 2023. 70 с.

Шейнкман В.С., Кашдан А.И. Интерпретация следов геологической деятельности ледников на основе принципа актуализма и с позиций взаимодействия оледенения и криолитозоны // Материалы LXXVI Герценовских чтений. География: развитие науки и образования. Санкт-Петербург : РГПУ им. А. И. Герцена, 2023. С. 72–83.

Dalto A.S., Dulfer H.E., Margold M., Heyman J., Clague J.J., Froese D.G., Gauthier M.S., Hughes A.L., Jennings C.E., Norris S.L., Stoker B.J. Deglaciation of the north American ice sheet complex in calendar years based on a comprehensive database of chronological data: NADI-1 // Quaternary Science Reviews. 2023. Vol. 321, 108345. doi:10.1016/j.quascirev.2023.108345

Dyke A.S., Andrews J.T., Clark P.U., England J.H., Miller G.H., Shaw J., Veillette J.J. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum // Quaternary Science Reviews. 2002. Vol. 21. Is. 1-3. P. 9-31. doi: 10.1016/S0277-3791(01)00095-6

England J.H., Furze M.F., Doupe J.P. Revision of the NW Laurentide Ice Sheet: implications for paleoclimate, the northeast extremity of Beringia, and Arctic Ocean sedimentation // Quaternary Science Reviews. 2009. Vol. 28. Is. 17-18. P. 1573-1596. doi:10.1016/j.quascirev.2009.04.006

Fritz M., Wetterich S., Meyer H., Schirrmeister L., Lantuit H., Pollard W.H. Origin and characteristics of massive ground ice on Herschel Island (western Canadian Arctic) as revealed by stable water isotope and hydrochemical signatures // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. Vol. 22. Is. 1. P. 26-38. doi: 10.1002/ppp.714

Kokelj S.V., Lantz T.C., Tunnicliffe J., Segal R., Lacelle D. Climate-driven thaw of permafrost preserved glacial landscapes, northwestern Canada // Geology. 2017. Vol. 45. Is. 4. P. 371–374. doi:10.1130/G38626.1

Lacelle D., Fisher D.A., Coulombe S., Fortier D., Frappier R. Buried remnants of the Laurentide Ice Sheet and connections to its surface elevation // Scientific Reports. 2018. Vol. 8, 13286. doi:10.1038/s41598-018-31166-2

Margold M., Stokes C.R., Clark C.D. Reconciling records of ice streaming and ice margin retreat to produce a palaeogeographic reconstruction of the deglaciation of the Laurentide Ice Sheet // Quaternary Science Reviews. 2018. Vol. 189. P. 1-30. doi:10.1016/j.quascirev.2018.03.013

Michel F.A. Nature and History of Ground Ice in the Yukon: Isotope Investigations. Department of Energy, Mines and Resources Canada. Earth Physics Branch, 1985. 126.

Moorman B.J., Michel F.A., Wilson A. 14C dating of trapped gases in massive ground ice, Western Canadian Arctic // Permafrost and Periglacial Processes. 1996. Vol. 7. Is. 3. P. 257-266. doi:10.1002/(SICI)1099-1530(199609)7:3<257::AID-PPP220>3.0.CO;2-P

Murton J.B., French H.M., Lamothe M. Late Wisconsinan erosion and eolian deposition, Summer Island area, Pleistocene Mackenzie Delta, Northwest Territories: optical dating and implications for glacial chronology // Canadian Journal of Earth Sciences, 1997. Vol. 34. Is. 2. P. 190-199. doi:10.1139/e17-015

Murton J.B., Whiteman C.A., Waller R.I., Pollard W.H., Clark I.D., Dallimore S.R. Basal ice facies and supraglacial melt-out till of the Laurentide Ice Sheet, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada // Quaternary Science Reviews. 2005. Vol. 24. Is. 5-6. P. 681-708. doi:10.1016/j.quascirev.2004.06.008

Murton J.B., Frechen M., Maddy D. Luminescence dating of mid-to Late Wisconsinan aeolian sand as a constraint on the last advance of the Laurentide Ice Sheet across the Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada // Canadian Journal of Earth Sciences. 2007. Vol. 44. Is. 6. P. 857-869. doi:10.1139/e07-015

Rampton V.N., Mackay J.R. Massive Ice and Icy Sediments throughout the Tuktoyaktuk Peninsula, Richards Island and Nearby Areas, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, 1971. Paper 71- 21. p. 16.

Rampton V.N. Quaternary geology of the Yukon Coastal Plain // Geol. Surv. Can. Bull. 1982. Vol. 317, 49. doi:10.4095/111347

Rampton V.N. Quaternary Geology of the Tuktoyaktuk Coastlands, Northwest Territories // Geological Survey of Canada, Memoir. 1988. Vol. 423, 98. doi: 10.4095/126937

Stoker B.J., Dulfer H.E., Stokes C.R., Brown V.H., Clark C.D., Ó Cofaigh C., Evans D.J., Froese D., Norris S.L., Margold M. Ice flow dynamics of the northwestern Laurentide Ice Sheet during the last deglaciation // EGUsphere. 2024. P.1-60. doi:10.5194/tc-19-869-2025

Wetterich S., Kizyakov A.I., Opel T., Grotheer H., Mollenhauer G., Fritz, M. Ground-ice origin and age on Herschel Island (Qikiqtaruk), Yukon, Canada // Quaternary Science Advances. 2023. Vol. 10, 100077. doi:10.1016/j.qsa.2023.100077

Zazula G.D., Gregory Hare P., Storer J.E. New radiocarbon-dated vertebrate fossils from Herschel Island: implications for the palaeoenvironments and glacial chronology of the Beaufort Sea coastlands // Arctic. 2009. Vol. 62. Is. 3. P. 273–280. doi:10.14430/arctic147

THE ORIGIN OF HERSCHEL ISLAND (CANADIAN ARCTIC): A PALEOCRYOLOGICAL APPROACH

Kashdan A.Y.[1], Sheinkman V.S.[2]

[1] Polytechnique Montréal, Montreal, Canada
[2] Earth Cryosphere Institute FRS Tyumen Science Center, SB RAS, Russia

The origin of Arctic islands composed of ice-rich, frozen deposits remains a topic of scientific debate. Using Herschel Island as an example, this abstract examines the debate between two hypotheses: the permafrost (ground ice) origin of underground ice versus its formation from buried ice of ancient ice sheets. The arguments supporting the island's glacial origin are carefully considered, including dating data and the interpretation of deposits as moraines. Based on geomorphological data and an analysis of deposits from the Tuktoyaktuk coast, it is demonstrated that the glacier was cold, thin (about 150 m thick ancient glacier in MIS 4 and a 50 m thick ice shelf in MIS 2), and had limited erosive power, which explains the preservation of the large underground ice bodies.

Keywords: *Arctic islands, underground ice, Herschel Island, Laurentide Ice Sheet, Late Pleistocene, palaeoglaciology, glaciotectonics, cold-based glacier, frozen deposits, till, deglaciation, Tuktoyaktuk Coast*

REFERENCES:

Krapivner R.B. The "Elephant Rule" and the "Superficiality Principle" in Quaternary Geology: Discussion of the Problem and Some Alternatives. In 3 Parts. Part 1: Physical Properties of Glacier Ice and the Constraints They Impose on Its Geological Activity. St. Petersburg: POLITEKH-PRESS, 2023. 70 p.

Sheinkman V.S., Kashdan A.Y. Interpretation of the traces of glacial geological activity based on the actualism principle and from the standpoint of the interaction between glaciation and the cryolithozone // Proceedings of the LXXVI Herzen Readings. Geography: Development of Science and Education. St. Petersburg: A.I. Herzen Russian State Pedagogical University, 2023. P. 72–83.

Dalto A.S., Dulfer H.E., Margold M., Heyman J., Clague J.J., Froese D.G., Gauthier M.S., Hughes A.L., Jennings C.E., Norris S.L., Stoker B.J. Deglaciation of the north American ice sheet complex in calendar years based on a comprehensive database of chronological data: NADI-1 // Quaternary Science Reviews. 2023. Vol. 321, 108345. doi:10.1016/j.quascirev.2023.108345

Dyke A.S., Andrews J.T., Clark P.U., England J.H., Miller G.H., Shaw J., Veillette J.J. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the last glacial maximum // Quaternary Science Reviews. 2002. Vol. 21. Is. 1-3. P. 9-31. doi: 10.1016/S0277-3791(01)00095-6

England J.H., Furze M.F., Doupe J.P. Revision of the NW Laurentide Ice Sheet: implications for paleoclimate, the northeast extremity of Beringia, and Arctic Ocean sedimentation // Quaternary Science Reviews. 2009. Vol. 28. Is. 17-18. P. 1573-1596. doi:10.1016/j.quascirev.2009.04.006

Fritz M., Wetterich S., Meyer H., Schirrmeister L., Lantuit H., Pollard W.H. Origin and characteristics of massive ground ice on Herschel Island (western Canadian Arctic) as revealed by stable water isotope and hydrochemical signatures // Permafrost and Periglacial Processes. 2011. Vol. 22. Is. 1. P. 26-38. doi: 10.1002/ppp.714

Kokelj S.V., Lantz T.C., Tunnicliffe J., Segal R., Lacelle D. Climate-driven thaw of permafrost preserved glacial landscapes, northwestern Canada // Geology. 2017. Vol. 45. Is. 4. P. 371–374. doi:10.1130/G38626.1

Lacelle D., Fisher D.A., Coulombe S., Fortier D., Frappier R. Buried remnants of the Laurentide Ice Sheet and connections to its surface elevation // Scientific Reports. 2018. Vol. 8, 13286. doi:10.1038/s41598-018-31166-2

Margold M., Stokes C.R., Clark C.D. Reconciling records of ice streaming and ice margin retreat to produce a palaeogeographic reconstruction of the deglaciation of the Laurentide Ice Sheet // Quaternary Science Reviews. 2018. Vol. 189. P. 1-30. doi:10.1016/j.quascirev.2018.03.013

Michel F.A. Nature and History of Ground Ice in the Yukon: Isotope Investigations. Department of Energy, Mines and Resources Canada. Earth Physics Branch, 1985. 126.

Moorman B.J., Michel F.A., Wilson A. 14C dating of trapped gases in massive ground ice, Western Canadian Arctic // Permafrost and Periglacial Processes. 1996. Vol. 7. Is. 3. P. 257-266. doi:10.1002/(SICI)1099-1530(199609)7:3<257::AID-PPP220>3.0.CO;2-P

Murton J.B., French H.M., Lamothe M. Late Wisconsinan erosion and eolian deposition, Summer Island area, Pleistocene Mackenzie Delta, Northwest Territories: optical dating and implications for glacial chronology // Canadian Journal of Earth Sciences, 1997. Vol. 34. Is. 2. P. 190-199. doi:10.1139/e17-015

Murton J.B., Whiteman C.A., Waller R.I., Pollard W.H., Clark I.D., Dallimore S.R. Basal ice facies and supraglacial melt-out till of the Laurentide Ice Sheet, Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada // Quaternary Science Reviews. 2005. Vol. 24. Is. 5-6. P. 681-708. doi:10.1016/j.quascirev.2004.06.008

Murton J.B., Frechen M., Maddy D. Luminescence dating of mid-to Late Wisconsinan aeolian sand as a constraint on the last advance of the Laurentide Ice Sheet across the Tuktoyaktuk Coastlands, western Arctic Canada // Canadian Journal of Earth Sciences. 2007. Vol. 44. Is. 6. P. 857-869. doi:10.1139/e07-015

Rampton V.N., Mackay J.R. Massive Ice and Icy Sediments throughout the Tuktoyaktuk Peninsula, Richards Island and Nearby Areas, District of Mackenzie. Geological Survey of Canada, 1971. Paper 71-21. p. 16.

Rampton V.N. Quaternary geology of the Yukon Coastal Plain // Geol. Surv. Can. Bull. 1982. Vol. 317, 49. doi:10.4095/111347

Rampton V.N. Quaternary Geology of the Tuktoyaktuk Coastlands, Northwest Territories // Geological Survey of Canada, Memoir. 1988. Vol. 423, 98. doi: 10.4095/126937

Stoker B.J., Dulfer H.E., Stokes C.R., Brown V.H., Clark C.D., Ó Cofaigh C., Evans D.J., Froese D., Norris S.L., Margold M. Ice flow dynamics of the northwestern Laurentide Ice Sheet during the last deglaciation // EGUsphere. 2024. P.1-60. doi:10.5194/tc-19-869-2025

Wetterich S., Kizyakov A.I., Opel T., Grotheer H., Mollenhauer G., Fritz, M. Ground-ice origin and age on Herschel Island (Qikiqtaruk), Yukon, Canada // Quaternary Science Advances. 2023. Vol. 10, 100077. doi:10.1016/j.qsa.2023.100077

Zazula G.D., Gregory Hare P., Storer J.E. New radiocarbon-dated vertebrate fossils from Herschel Island: implications for the palaeoenvironments and glacial chronology of the Beaufort Sea coastlands // Arctic. 2009. Vol. 62. Is. 3. P. 273–280. doi:10.14430/arctic147

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-95-103

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИИ TTR-24

✉*Коточкова Ю.А.* [1], *Рыбалко А.Е.* [2,3], *Рябчук Д.В.* [4]

[1] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
[3] СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
[4] ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург, Россия
✉ *yu.kotochkova@oilmsu.ru*

В ходе экспедиции TTR-24 (2025 г.) был проведен комплекс геолого-геофизических работ по изучению разрезов четвертичных отложений у о. Самойловича и в Северо-Карском желобе. Литологические описания, данные о физических свойствах и геохимические наблюдения указывают на широкое распространение морских нефелоидных осадков голоцена, повсеместно перекрывающих верхнеплейстоценовые ледниково-морские горизонты. Предварительная корреляция разрезов выявила зоны возможного сохранения ледниковых и подледниково-морских отложений, однако их генезис и связь с динамикой позднеплейстоценовых ледников требуют дальнейших исследований.

Ключевые слова: *Карское море, TTR, геологический пробоотбор, морские осадки, четвертичная геология*

Введение. Криолитозона шельфа и континентального обрамления морей Российской Арктики, включая Карское море, изучена недостаточно, что требует проведения новых геолого-геофизических исследований. Именно здесь, по данным различных геоморфологических, сейсмоакустических и палеогеографических моделей, могла проходить восточная граница максимального распространения ледникового покрова в период последнего ледникового максимума (Last Glacial Maximum – LGM) (рис. 1) [*Svendsen et al., 2004*]. Однако существующие оценки существенно различаются: одни реконструкции предполагают продвижение ледника далеко к востоку, покрывая значительную часть Карского шельфа, тогда как другие ограничивают ледовый покров лишь западными районами моря. Эти расхождения приводят к неопределённости в понимании масштаба позднеплейстоценовых оледенений, характера дегляциации и условий формирования осадочного чехла в регионе.

Особая значимость исследования определяется тем, что донные отложения северо-восточной части Карского моря представляют собой природный архив, фиксирующий процессы оледенения, последующего таяния и морского трансгрессивного развития.

В отличие от геоморфологических форм рельефа, которые часто подвергались эрозии, донные осадки сохраняют последовательную запись изменений, происходивших на шельфе в течение последних десятков тысяч лет. Анализ текстурно-структурных характеристик, количества и типа органического вещества, минерального состава, микропалеонтологических остатков и геохимических маркеров позволяет выделять ледниковые, ледниково-морские и морские фации, прослеживать источники осадочного материала и оценивать изменения условий осадконакопления.

Работы Клауса Диттмарса и соавторов [*Dittmers et al., 2008*] показали, что распределение осадков и строение толщи четвертичных осадков в Карском море отражают сложную комбинацию ледниковых и послеледниковых процессов, включая вынос материала подледниковыми потоками и последующее переотложение в морском бассейне. Исследования Bettina Boucsein [*Bouscein et al., 2002*] и Ruediger Stein [*Stein et al., 2001*] продемонстрировали, что органическое вещество и терригенные компоненты донных отложений фиксируют изменения речного стока, продуктивности моря и притока талых ледниковых вод после LGM. Более поздние данные, включая работы Е.И.

Поляковой [*Polyakova, Stein, 2017; Полякова и др., 2023*], подтверждают, что микропалеонтологические и органо-геохимические показатели позволяют уверенно разделять голоценовые и неоплейстоценовые горизонты, что критически важно для определения времени освобождения шельфа ото льда. Моделирование мерзлотных условий на шельфе [*Gavrilov et al., 2020*] также подчёркивает значимость стратиграфии донных осадков, поскольку возраст и характер осадков напрямую влияют на оценку истории затопления и термального состояния шельфа.

Таким образом, уточнение границ максимального распространения последнего оледенения невозможно без комплексного изучения донных осадков, которые обеспечивают наиболее непрерывную и надёжную запись поздненеоплейстоценовой и голоценовой истории региона. Это исследование имеет как фундаментальное, так и прикладное значение: результаты позволяют улучшить модели эволюции ледников Баренцево–Карского сектора, уточнить темпы и механизмы дегляциации, оценить динамику изменения уровня моря и пресноводного стока, а также повысить точность прогнозов геологических условий в районах перспективного освоения Арктики. Учитывая растущий интерес к инженерным, навигационным и экологическим проектам в арктической зоне, корректное понимание строения осадочного чехла, его генезиса и степени постледниковой переработки становится важным фактором устойчивого использования ресурсов региона.

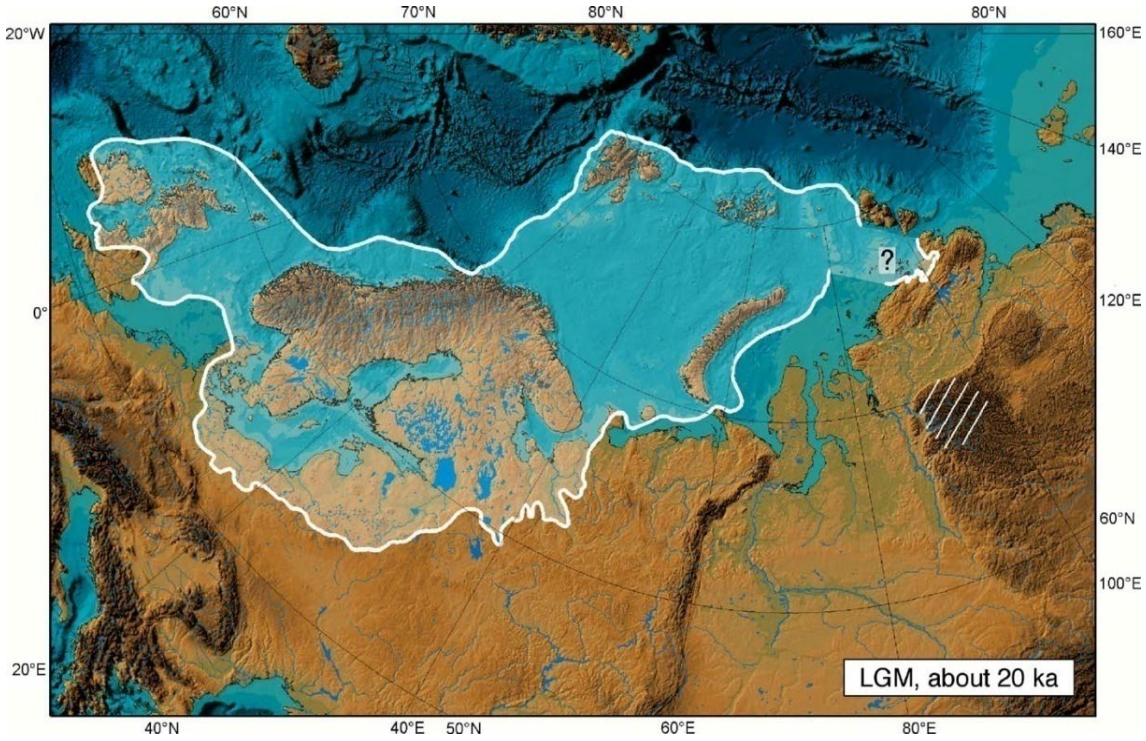


Рис. 8. Распространение ледника при последнем ледниковом максимуме [*Svendsen et al., 2004*].

Методы и фактический материал. Программа TTR-24 проходила на научно-исследовательском судне «Академик Борис Петров» в августе-сентябре 2025г. В ходе экспедиции был выполнен комплекс геофизических, гидроакустических, геологических и геохимических работ, направленных на изучение строения четвертичных отложений и выявление особенностей геологического разреза северных акваторий. Геофизические исследования включали сейсморазведку сверхвысокого разрешения (ССВР МОВ ОГТ), позволившую получить изображение разреза на всю мощность четвертичного чехла, а также магнитометрическую съёмку. Гидроакустический комплекс НИС «Академик Борис Петров» обеспечил проведение акустического профилирования в широком частотном диапазоне (0,5–50 кГц), многолучевого эхолотирования и измерений скорости звука в воде. Эти методы использовались для детального картирования поверхности дна,

выявления акустических характеристик приповерхностных осадков и предварительной сейсмостратификации разреза.

На основе оперативной интерпретации геофизических профилей выбирались точки для геологического пробоотбора. Отбор осуществлялся с помощью ударной гравитационной трубки длиной 3 м с пластиковым вкладышем. После подъёма керна на борт вкладыш разрезался на секции, вскрывался продольно, и одна половина керна использовалась для литологического описания, фотографирования и отбора образцов, а вторая — для комплексных геохимических и инженерных исследований. На нескольких опорных станциях были отобраны повторные, ненарушенные керны, впоследствии направленные в лаборатории для рентгеновской томографии и дополнительных анализов.

Литологические исследования включали макроскопическое описание разреза, определение физических свойств осадков (магнитная восприимчивость, скорость прохождения звука, плотность, увлажнённость, сопротивление сдвигу), а также отбор образцов для проведения гранулометрических, минералогических и палеонтологических анализов.

В рамках геохимического блока проводились измерения Eh и pH по разрезу, отбор проб для анализа газовой фазы, люминесцентно-битуминологических исследований, а также изучение состава поровых вод.

В данной работе рассмотрены результаты, полученные в ходе исследования северной части Карского моря, в котором было два основных блока работ: 1) район вблизи о. Самойловича и 2) участок «KasaLima» в районе Северо-Карского желоба (ррис. 2). Всего было отобрано 13 станций донного пробоотбора.

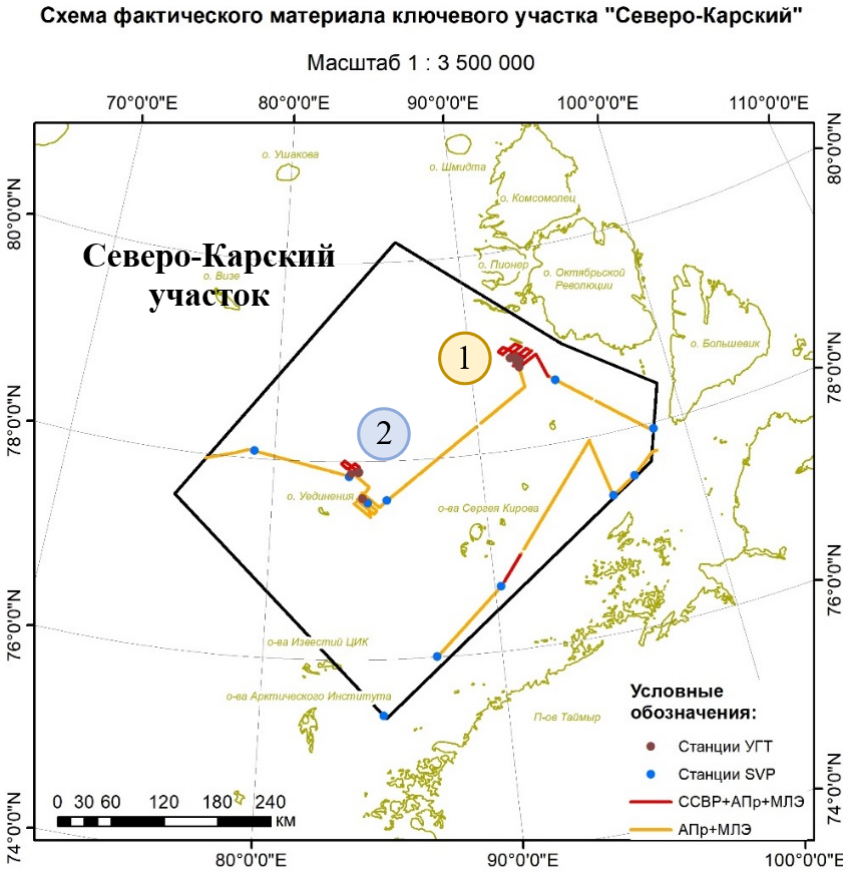


Рис. 9. Участки работ на Северо-Карском полигоне: 1 – район о. Самойловича, 2 – участок «KasaLima».

Результаты. В районе о. Самойловича было 6 станций донного пробоотбора: TTR24-AR-567G, TTR24-AR-569G, TTR24-AR-570G, TTR24-AR-571G, TTR24-AR-572G, TTR24-AR-573G. Трубки вскрыли преимущественно морские нефелоидные осадки

голоценового возраста. Исключением являются станции TTR24-AR-572G и TTR24-AR-569G, в которых предположительно вскрыты более древние отложения – верхненеоплейстоценовые-голоценовые.

Станция TTR24-AR-569G, глубина отбора 136 м. Верхний 1 см керна – бурый жидкий песчано-глинистый наилок с четким неровным нижним контактом. Остальная, нижняя, часть трубки сложена пелитовыми алевритами в разной степени песчанистыми. Консистенция текуче-пластичная, постепенно сменяющаяся мягкопластичной к забойной части станции. Отдельные слои выделяются по появлению/исчезновению примазок гидротроилита, границы слоёв постепенные. Также отмечается плавная смена цвета осадка – от зеленовато-серого до коричневатых оттенков с глубины 2,06 м от кровли керна. Нижний метр станции также отличается наличием редкого неравномерно распределённого тонкого раковинного детрита. *Морские нефелоидные осадки голоцена (mnH), однако нижний метр керна, может быть, и более древними образованиями – морские нефелоиды верхнего неоплейстоцена-голоцена (mnIII-H).*

Станция TTR24-AR-572G, глубина отбора 138 м. Верхний 1 см осадка представлен бурым жидким глинисто-песчаным алевритом. Контакт с нижележащими отложениями резкий, эрозионный, со следами размыва. Далее, 0,01-0,22 м, идут алевриты песчанистые однородные с наложенной зоной окисления в верхней части и прослоем тонкозернистого песка с растительным в подошве интервала. Ниже, до глубины 1,56 м от кровли керна осадки сменяются на алевропелиты темно-зеленовато-серые и темно-коричневые (в нижней части). Окраска неоднородная, обусловленная чередующимися интервалами с примазками гидротроилита. Прослеживается чёткая неровная граница с нижележащим слоем (рис. 3). Интервал 1,65-1,87 м сложен мягкопластичными алевроглинами оливковыми с неясной пологоволнистой текстурой, подчеркнутой темными нитевидными слойками. *Разрез в интервале 0,01-1,65 м представлен морскими нефелоидами голоцена (mnH), ниже, возможно, подстилаются ледниково-морскими осадками верхнего неоплейстоцена (gmIII).*

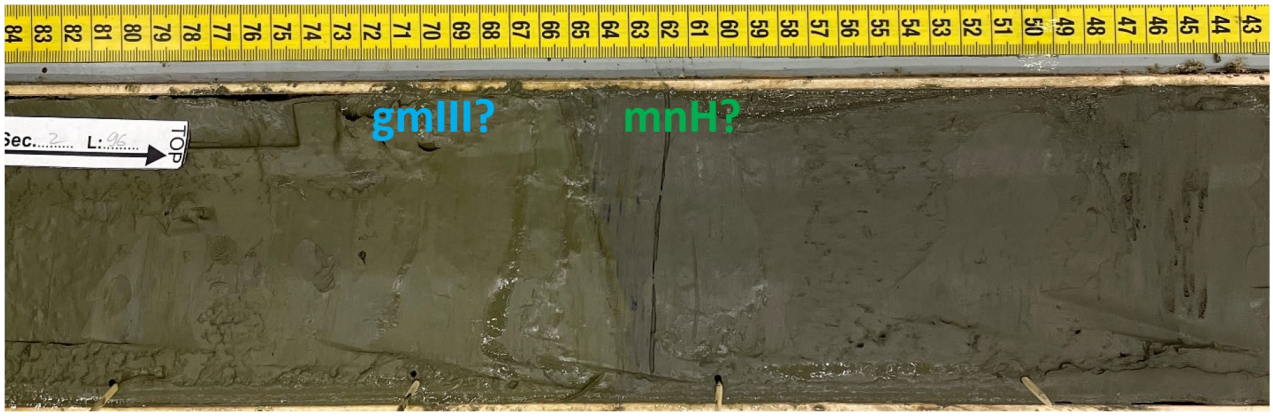


Рис. 10. Контакт алевропелитов коричневато-серых (справа) и алевроглин оливковых (слева).

В целом, отложения характеризуются схожим гранулометрическим составом – преимущественно алевропелиты слабопесчанистые пятнисто-полосчатые за счет неравномерно развитых стяжений и примазок гидротроилита. По разрезу отмечаются редкие битые раковины двустворчатых моллюсков, а также единичные литокласты. Схожесть вещественного состава, последовательность изменения текстурных признаков позволяет уверенно коррелировать литостратиграфически горизонты в колонках. (рис. 4).

На участке «KasaLima» было 7 станций донного пробоотбора: TTR24-AR-575G, TTR24-AR-577G, TTR24-AR-578G, TTR24-AR-579G, TTR24-AR-581G, TTR24-AR-582G, TTR24-AR-583G.

Станции TTR24-AR-575G и TTR24-AR-577G всего 12 и 13 см, соответственно, и представлены песчаными миктитами. Текстура осадка линзоватослоистая за счет

неравномерного распределения песчаного материала. Отмечаются темные примазки гидротроилита, а также многочисленные ходы полихет. Для данных станций характерны резкие, неровные контакты между слойками.

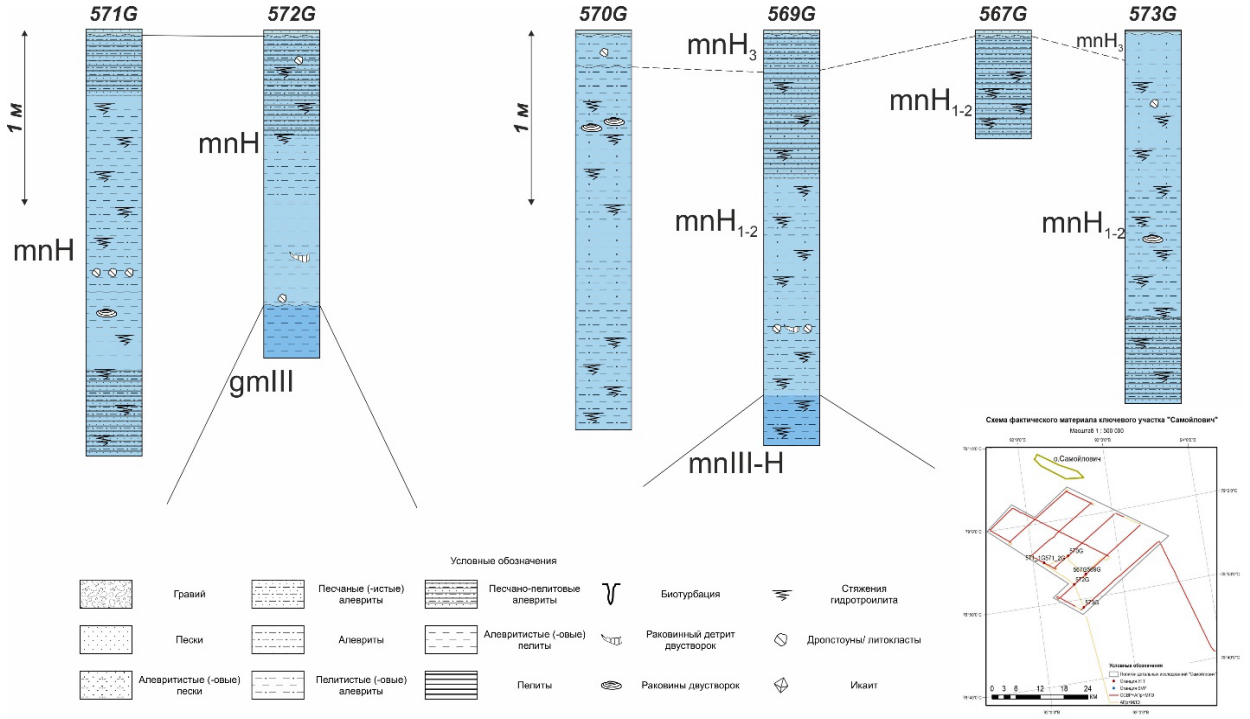


Рис. 11. Корреляция разрезов четвертичных отложений в районе о. Самойловича.

Верхние 6 см станции TTR24-AR-578G сложены текучими песками, подстилающиеся глинистыми алевритами текучепластичными. Стяжения гидротроилита формируют нечеткие пятна, за счет чего образуется пятнисто-полосчатая текстура (рис. 5). Прослеживается редкий раковинный детрит.

Песчаная часть разреза соответствует перлювиальным и течениевым отложениям (mpfIII-H), алевриты – типичным морским нефелоидам голоцена.



Рис. 12. Фото керна станции TRR24-AR-578G.

В осадках отмечается различное содержание примеси песчаных и пелитовых частиц: для верхней части разреза характерна бóльшая песчанистость. Окраска отложений неоднородная, полосчатая, местами пятнистая, обусловленная неравномерным распределением стяжений и примазок гидротроилита, а также тонкодисперсного ОВ. По консистенции текуче-пластичные, отмечается уплотнение осадков к нижней части разреза. Нижний контакт между прослоями постепенный, условный по появлению/исчезновению гидротроилита.

Во всех станциях участка «KasaLima» прослеживается верхняя окисленная часть - железоглинистая корка рыжевато-буроватая, плотная, мощностью 4-5 см (Рисунок 6). Отмечаются редкие литокласты. Нижняя граница резкая, со следами размыва.

Подобное строение осадков свидетельствует, что данная область – зона подводной абразии, а также о наличии большого количества кислорода, что подтверждается положительными значениями Eh.

Верхняя, окисленная, часть разреза соответствует области интенсивного диагенетического преобразования осадков, ниже – морским нефелоидам нижнего-среднего голоцена.

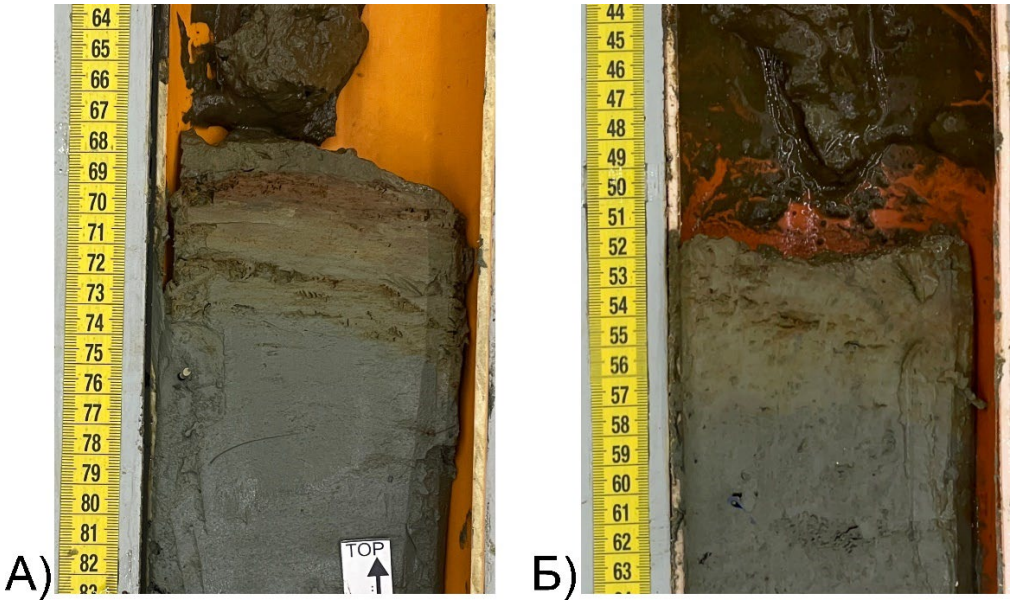


Рис. 13. Фото верхней части осадка – окисленного глинистого наилка, станции: А) TTR24-AR-579G, Б) TTR24-AR-582G.

Отложения схожи по своему строению – преимущественно алевриты с различным содержанием песчаной примеси по разрезу. Неоднородный окраска обусловлена раннедиагенетическими изменениями – появлением стяжений и примазок гидротроилита. Разрез представлен морскими нефелоидами голоцена (рис. 7).

Морские перлювиально-флювиальные образования верхнего неоплейстоцена-голоцена представлены миктитами песчаными с темными примазками гидротроилита и многочисленными ходами полихет.

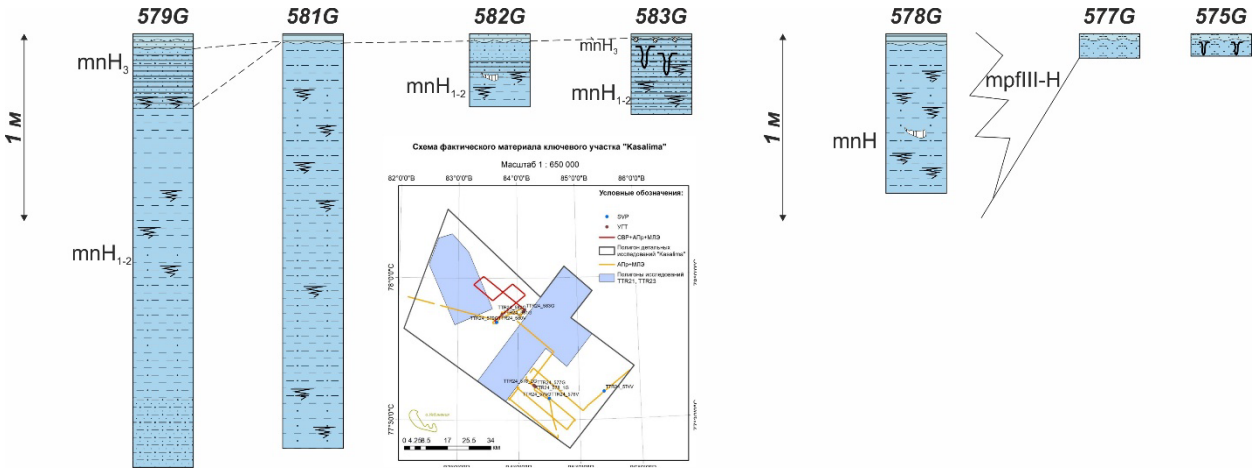


Рис. 14. Корреляция разрезов четвертичных отложений на участке "KasaLima". Условные обозначения указаны на рисунке 4.

Выводы. Проведенные в 2025 году работы на Северо-Карском полигоне и, в первую очередь, на участке «Самойлович», который располагается в непосредственной

близости от Архипелага Северная Земля, косвенно подтверждает наличие здесь ледниковых отложений, но не дают однозначного ответа с какого направления двигался ледник. Остается актуальным и вопрос с генезисом дренажной сети из паледолин, развитых в северной части Карского моря.

Для проведения палеогеографических реконструкций отобранные образцы будут комплексно изучены литологическими, геохимическими и микропалеонтологическими методами. Минералого-геохимические методы включали определение содержания органического углерода, элементов-индикаторов (Ti, K, Fe, Ca, Sr и др.) с использованием рентгенофлуоресцентного анализа, а также анализ изотопного состава органического вещества ($\delta^{13}C$, $\delta^{15}N$). Эти параметры позволяют проследить источники терригенного материала, вклад талых ледниковых вод и морской продуктивности, что помогает выделять ледниковые горизонты и послеледниковые трансгрессивные комплексы.

Микропалеонтологический анализ будет проведён для установления условий среды и выявления границы перехода от ледниковой или опреснённой обстановки к нормальной морской. В сочетании с палинологическим анализом это обеспечивает идентификацию голоценовых и неоплейстоценовых горизонтов даже в условиях слабовыраженной стратификации. Также планируется определение возраста осадков по данным радиоуглеродного датирования (^{14}C) раковин фораминифер.

Благодарность. Авторы благодарны команде НИС «Академик Борис Петров», за слаженную и продуктивную работу, и отмечают слаженную работу коллектива студентов и аспирантов, проходящих стажировку в рамках программы «Плавучего университета», что позволило получить новые и интересные научные результаты по фациальной зональности четвертичных отложений вокруг архипелага «Северная Земля»

Финансирование. Экспедиционные работы выполнены в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2025-662/8). Исследование поддержано государственным заданием Федерального агентства по недропользованию от 25.12.2024 № 049-00004-25-00, в рамках объекта работ Института Карпинского «Мониторинг государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 территории Российской Федерации и ее континентального шельфа в 2023-2025 годах» и .тематикой работ Учебно-научного Центра ЮНЕСКО-МГУ по морской геологии и геофизике при геологическом факультете МГУ имени М.В. Ломоносова.

ЛИТЕРАТУРА

Полякова Е.И., Клювиткина Т.С., Новичкова Е.А., Агафонова Е.А. Микропалеонтологические индикаторы обстановок осадконакопления в арктических морях России // Микропалеонтология: фундаментальные проблемы и вклад в региональное геологическое изучение недр. Труды XVIII Всероссийского микропалеонтологического совещания (Санкт-Петербург, 2023 г.). Издательство ВСЕГЕИ Санкт-Петербург: 2023. С. 72–76.

Рыбалко А.Е., Полудеткина Е.Н., Потемка А.К., Рябчук Д.В., Токарев М.Ю., Ольнева Т.В., Аксенов А.О., Коточкова Ю.А., Румянцева А.К., Симонова А.К. Плавучий университет МГУ-Юнеско - результаты изучения четвертичных отложений в рейсе TTR-24 в 2025 году // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2025. Выпуск 12. С. 177-189. doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-177-189

Boucsein B., Knies J., Stein R. Organic matter deposition along the Kara and Laptev Seas continental margin (eastern Arctic Ocean) during the last deglaciation and Holocene: evidence from organic-geochemical and petrographical data // Marine Geology. 2022. Vol. 183. Is. 1-4. P. 67-87. doi:10.1016/S0025-3227(01)00249-3

Dittmers K., Niessen F., Stein R. Acoustic facies on the inner Kara Sea Shelf: Implications for Late Weichselian to Holocene sediment dynamics // Marine Geology. 2008. Vol. 254. Is. 3–4. P. 197–215. doi: 10.1016/j.margeo.2008.06.004

Gavrilov A., Pavlov V., Fridenberg A., Boldyrev M., Khilimonyuk V., Pizhankova E., Buldovich S., Kosevich N., Alyautdinov A., Ogienko M., Roslyakov A., Cherbunina M., Ospennikov E. The current state and 125 kyr history of permafrost on the Kara Sea shelf: modeling constraints // The Cryosphere. 2020. Vol. 14. Is. 6. P. 1857–1873. doi:10.5194/tc-14-1857-2020

Stein R., Boucsein B., Fahl, K., Garcia de Oteyza T., Knies J., Niessen F. Accumulation of particulate organic carbon at the Eurasian continental margin during late Quaternary times: Controlling mechanisms and paleoenvironmental significance// Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31. P. 87-104. doi:10.1016/S0921-8181(01)00114-X

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. Is. 11-13. P. 1229-1271. doi: 10.1016/j.quascirev.2003.12.008

Polyakova Y., Stein R. Holocene paleoenvironmental implications of diatom and organic carbon records from the southeastern Kara Sea (Siberian Margin) // Quaternary Research. 2004. Vol. 62. Is. 3. P. 256–266. doi:10.1016/j.yqres.2004.08.002

LITHOLOGY OF BOTTOM SEDIMENTS FROM THE NORTHERN KARA DURING THE TTR-24

Kotochkova Yu.A. [1], *Rybalko A.E.* [2,3], *Ryabchuk D.V.* [3]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[2] St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
[3] VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia
[4] Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

During the TTR-24 expedition (2025), a comprehensive geological and geophysical survey was conducted to study Quaternary sediment sections near Samoylovich Island and in the North Kara Trench. Lithological descriptions, physical property data, and geochemical observations indicate the widespread occurrence of Holocene marine nepheloid sediments, overlying Upper Pleistocene glacial-marine horizons. Preliminary correlation of the sections revealed zones of possible preservation of glacial and subglacial-marine sediments; however, their genesis and relationship to Late Pleistocene glacial dynamics require further study.

Keywords: *Kara Sea, TTR, geological sampling, marine sediments, Quaternary geology*

REFERENCES:

Polyakova Ye.I., Klyuvitkina T.S., Novichkova E.A., Agafonova E.A. Micropaleontological indicators of sedimentation environments in the Arctic seas of Russia // Micropaleontology: fundamental problems and contribution to regional geological study of the subsoil. Proceedings of the XVIII All-Russian micropaleontological meeting (St. Petersburg, 2023). VSEGEI Publishing House St. Petersburg: 2023. P. 72-76.

Rybalko A.E., Poludetkina E.N., Potemka A.K., Ryabchuk D.V., Tokarev M.Yu., Olneva T.V., Aksyonov A.O., Kotochkova Yu.A., Rumyantseva A.K., Simonova A.K. MSU-UNESCO Floating University - Results of the Study of Quaternary Sediments during the TTR-24 Cruise in 2025 // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and Northwest Russia. 2025. Issue 12. P. 177-189. doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-177-189

Boucsein B., Knies J., Stein R. Organic matter deposition along the Kara and Laptev Seas continental margin (eastern Arctic Ocean) during the last deglaciation and Holocene: evidence from organic-geochemical and petrographical data // Marine Geology. 2022. Vol. 183. Is. 1-4. P. 67-87. doi:10.1016/S0025-3227(01)00249-3

Dittmers K., Niessen F., Stein R. Acoustic facies on the inner Kara Sea Shelf: Implications for Late Weichselian to Holocene sediment dynamics // Marine Geology. 2008. Vol. 254. Is. 3–4. P. 197–215. doi: 10.1016/j.margeo.2008.06.004

Gavrilov A., Pavlov V., Fridenberg A., Boldyrev M., Khilimonyuk V., Pizhankova E., Buldovich S., Kosevich N., Alyautdinov A., Ogienko M., Roslyakov A., Cherbunina M., Ospennikov E. The current state

and 125 kyr history of permafrost on the Kara Sea shelf: modeling constraints // The Cryosphere. 2020. Vol. 14. Is. 6. P. 1857–1873. doi:10.5194/tc-14-1857-2020

Stein R., Boucsein B., Fahl, K., Garcia de Oteyza T., Knies J., Niessen F. Accumulation of particulate organic carbon at the Eurasian continental margin during late Quaternary times: Controlling mechanisms and paleoenvironmental significance// Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31. P. 87-104. doi:10.1016/S0921-8181(01)00114-X

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. Vol. 23. Is. 11-13. P. 1229-1271. doi: 10.1016/j.quascirev.2003.12.008

Polyakova Y., Stein R. Holocene paleoenvironmental implications of diatom and organic carbon records from the southeastern Kara Sea (Siberian Margin) // Quaternary Research. 2004. Vol. 62. Is. 3. P. 256–266. doi:10.1016/j.yqres.2004.08.002

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-104-109

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕРВИЧНОЙ ОЦЕНКИ РАЗРЕЗА ДОННЫХ МОРСКИХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА КОТЛОВИНЫ НАНСЕНА НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОГО АНАЛИЗА МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ И РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

✉*Липкина А.Е.[1], Элькина Д.В.[2],. Хоснуллина Т.И.[1,2], Макеева П.В.[2,3], Гетман К.В.[1,2], Гусев Е.А.[2], Малышев С.А.[2,4], Богин В.А.[2,4], Карташёв А.О.[2,4], Фильчук К В.[4], Макаров А.С.[4]*

[1]СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
[2]ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
[3]Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия
[4]ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия
✉*lina.lipkina.01@mail.ru*

В работе представлены результаты первичной оценки разреза донных морских осадков восточного склона котловины Нансена состоящего из четырех колонок. В отобранных образцах измерены и проанализированы значения магнитной восприимчивости и радиометрических показателей. Результаты исследования послужат основой для дальнейших работ.

Ключевые слова: *донные морские осадки, СП-41, Северный Ледовитый океан, Евразийский бассейн, котловина Нансена, палеомагнитные исследования, радиометрические измерения*

Введение. В основу исследования легли колонки донных осадочных пород, отобранные на восточном склоне котловины Нансена в ходе экспедиции «Северный полюс – 41» [*Соколов и Фильчук, 2023*]. Актуальность работы повышает труднодоступность района и связанная с этим низкая изученность Евразийского бассейна. Проведенное на основе первичных измерений исследование позволит получить актуальные сведения о магнитной восприимчивости и радиометрии донных отложений, а также послужит основой для дальнейших работ, посвященных изучению динамики осадконакопления восточного склона котловины Нансена и повлиявших на нее процессов.

Методика измерений и объем выполненных работ. Район исследования – котловина Нансена (максимальная глубина 4000 м), расположенная в Евразийского бассейне между хребтом Гаккеля (на севере) и северным обрамлением шельфа Баренцева моря (на юге) [*Соколов и др., 2021*]. Разрез был заложен на восточном склоне котловины, в него вошли четыре станции отбора проб: SP41-200T (82°00.216’ с.ш., 37°46.048’ в.д.), SP41-202T (81°55.365’ с.ш., 35°48.180’ в.д.), SP41-203T (82°09.894’ с.ш., 36°15.068’ в.д.), SP41-205T (82°55.383’ с.ш., 34°24.532’). Расположение станций указано на рисунке 1. Глубина отбора проб для каждой из станций SP41-200T, SP41-202T, SP41-203T, SP41-205T составила соответственно 1040 м, 1364,0 м, 1925,6 м и 3551,7 м [*Попова и др., 2023; 2024a; 2024b; Элькина и др., 2024*].

Отбор колонок донных осадков осуществлялся при помощи гравитационной трубки в ходе дрейфа ледовой самодвижущейся платформы «Северный полюс». Общая длина исследованных колонок составила 7,7 м.

В ходе исследования была проведена первичная оценка колонок донных осадочных пород, которая включала измерения магнитной восприимчивости и радиометрических показателей. Измерения проводились на базе ФГБУ «ВНИИОкеангеология».

Измерения магнитной восприимчивости выполнялись с использованием каппаметра ПИМВ, «Геодевайс» по ненарушенной поверхности колонки с интервалом шага 3 см. Всего выполнено 246 измерений. По полученным данным были построены кривые изменения магнитной восприимчивости по глубине для каждой из колонок

донных осадочных пород [*Элькина и др., 2024*] с учетом аномального магнитного поля Евразийского бассейна [*Глебовский и др., 2006; Шрейдер, 2004*].

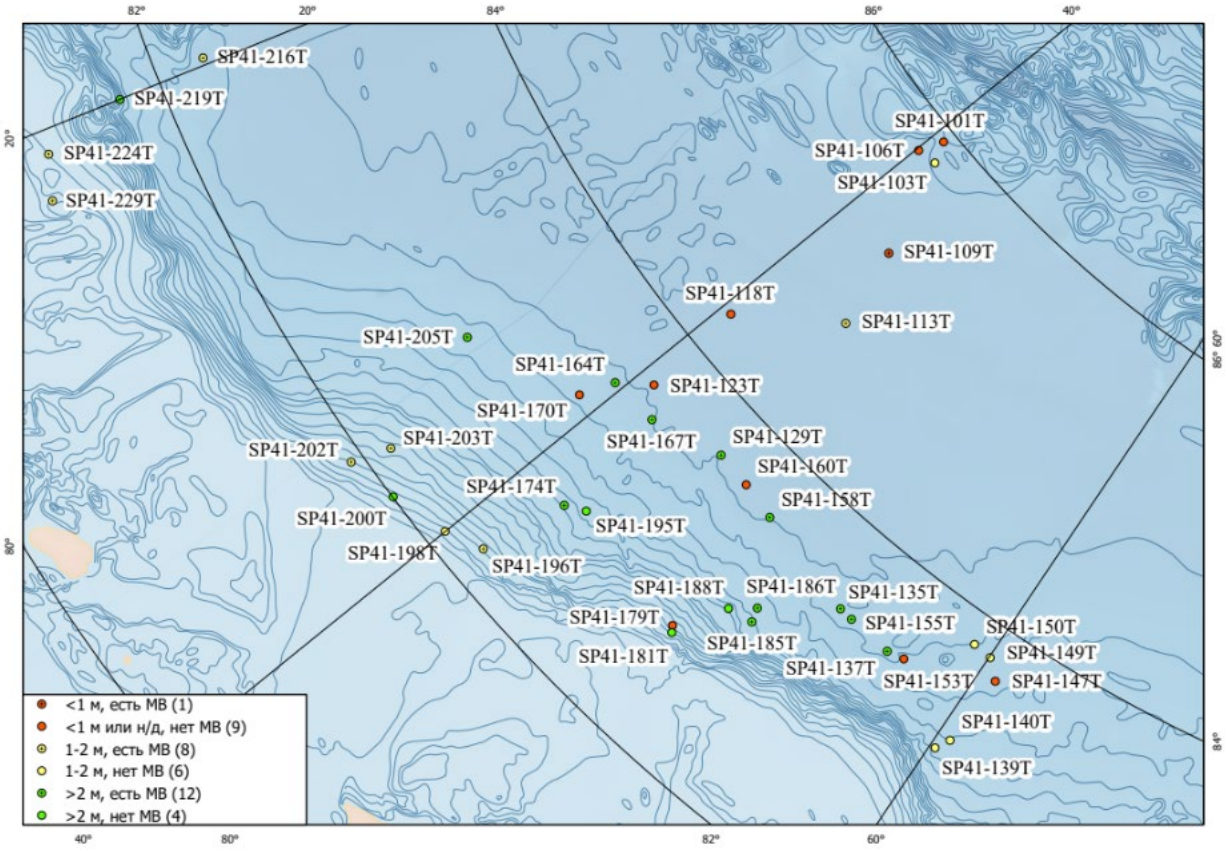


Рис. 1. Расположение станций отбора колонок донных осадков на восточном склоне котловины Нансена в ходе экспедиции «Северный Полюс-41».

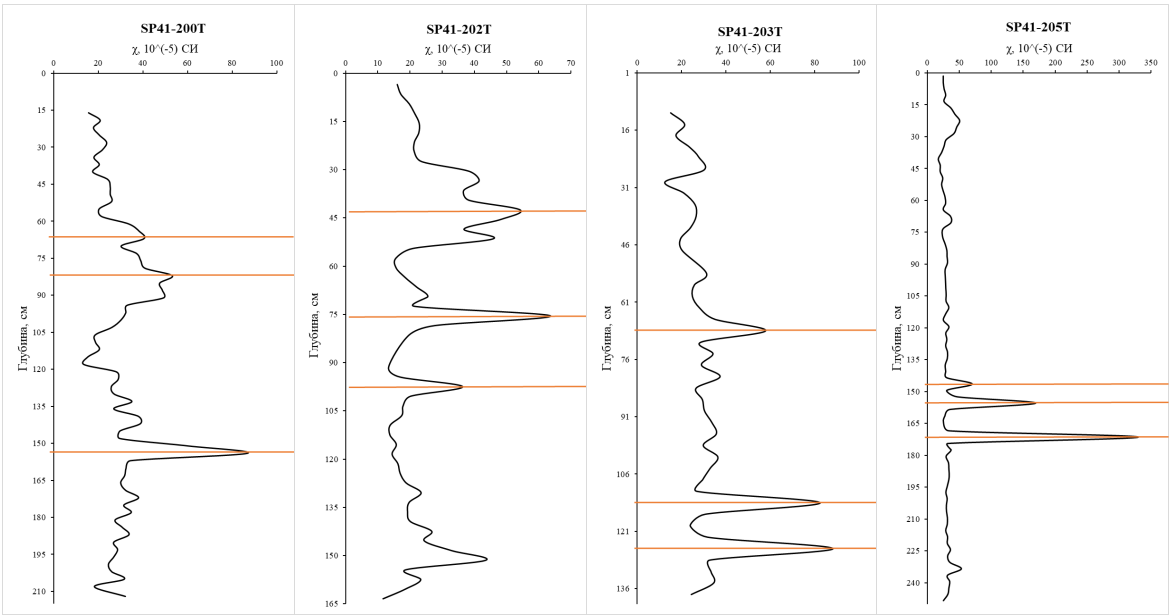


Рис. 2. Кривые изменения магнитной восприимчивости по глубине колонок донных осадочных пород со станций SP41-200T, SP41-202T, SP41-203T, SP41-205T.

Измерения радиометрических показателей осуществлялись с использованием дозиметра- радиометра МКГ-01. Измерения проводились по ненарушенной поверхности колонки с интервалом шага 7 см.

Естественная радиоактивность по профилю колонки оценивалась по мощности амбиентной дозы внешнего гамма-излучения (МАД gamma) и плотности потока бета-частиц (beta) [*Сапожников и др., 2006*]. При проведении измерений учитывался фон плотности потока бета-частиц. Измерения проводились в соответствии с методикой 4362-001-48987820-2001 РЭ редакции 03.06.2021 г. Всего выполнено 107 измерений по каждому из показателей.

В ходе проводимых измерений были учтены нарушения целостности некоторых колонок (трещины), чтобы избежать искажения результатов измерений.

Результаты и обсуждение. Значения магнитной восприимчивости в измеренных образцах в среднем лежат в пределах от $24{,}9\times10^{-5}$ до $36{,}2\times10^{-5}$. Максимальное зафиксированное значение составило $329{,}8\times10^{-5}$ и было выявлено в отложениях донных осадочных пород колонки SP41-205T. Повышение уровня магнитной восприимчивости предположительно обусловлено наличием в образце единичного включения, представленного крупнозернистым материалом. Пики магнитной восприимчивости, зафиксированные во всех четырех исследованных колонках, обосновать их станет возможно после проведения лабораторного анализа. Однако уже на данном этапе исследования можно сделать промежуточные выводы по сравнительному анализу распределения магнитной восприимчивости с литологическим описанием по каждой отдельной колонки. Распределение пиков в исследованных колонках выделены оранжевыми линиями и представлены на рисунке 2.

Из построенных кривых видно, что во всех трех колонках выделяются 3 пика магнитной восприимчивости со значениями, превышающими 40×10^{-5}. При этом на станциях SP41-200T, SP41-202T, SP41-203T первый пик (значения варьируются от 40×10^{-5} до 60×10^{-5}) находится на глубине 40-70 см, второй пик (значения варьируются от 50×10^{-5} до 85×10^{-5}) – на глубине 75-113 см, третий пик (значения варьируются от 40×10^{-5} до 90×10^{-5}) – на глубине 125-154 см. На точке SP41-205T все значения смещаются на большие глубины: так первый пик находится на глубине 145 см, второй – на глубине 155 см, третий – на глубине 230 см. Такое смещение можно объяснить тем, что последняя точка расположена в нижней части склона и имеет наибольшую глубину.

Теория о равномерном опускании пика магнитной восприимчивости донных осадочных пород с глубиной по профилю склона, что было бы логично, опровергается тем, что все три пика фиксируются выше на станции SP41-202T относительно станции SP41-200T; третий пик также фиксируется выше на станции SP41-203T относительно станции SP41-202T.

Для того чтобы доказать единую природу выявленных пиковых значений магнитной восприимчивости донных осадочных пород необходимо обратиться к литологическому описанию отобранных колонок. Описание слоев, где были выявлены пики подробно представлено в таблице 1.

Из таблицы видно, что все пиковые значения находятся в слоях темно-серого цвета (GLEY1 3/10Y или GLEY1 4/10Y). Текстура донных осадочных пород в слоях фиксации пиков магнитной восприимчивости преимущественно массивная и плотная, включения редки. В колонке отобранной в верхней точке котловины (SP41-200T) все три пиковых значения находятся внутри одного горизонта. В колонках, отобранных ниже по склону (SP41-202T, SP41-203T, SP41-205T), они разделяются на два отдельных горизонта, различных по литологическому описанию или разделенных между собой другим горизонтом.

Измерения радиометрических показателей в отобранных колонках позволяют собрать ряд актуальных данных о радиоэкологической обстановке района исследования, выявить локальные радиационные аномалии, вызванных в основном природными особенностями Евразийского бассейна.

Табл. 1. Соотношение литологического описания слоев профиля колонок донных осадочных пород и зафиксированных в них пиков значений магнитной восприимчивости для станций SP41-200T, SP41-202T, SP41-203T, SP41-205T

SP41-200T		
Пик №	**Глубина слоя, см**	**Литологическая характеристика**
1	66-99	Алевропелит, цвет GLEY1 3/10Y very dark greenish gray, текстура плотная (менее плотная, чем у предыдущего слоя), распространены включения в виде угольных гнезд.
2		
3		
SP41-202T		
1	35-56	Алевропелит, GLEY1 3/10Y very dark greenish gray, текстура редко-крапчатая, единичные включения угля.
2	69-166	Алевропелит, GLEY1 4/10Y dark greenish gray, текстура массивная и плотная, включения песчано-гравийного материала и мелкой гальки.
3		
SP41-203T		
1	52-63	Алевропелит, GLEY1 4/10Y dark greenish gray, текстура массивная, явные включения отсутствуют.
2	71-140	Алевропелит, GLEY1 4/10Y dark greenish gray, текстура массивная, явные включения отсутствуют.

SP41-203T		
Пик №	**Глубина слоя, см**	**Литологическая характеристика**
2	71-140	Алевропелит, GLEY1 4/10Y dark greenish gray, текстура массивная, явные включения отсутствуют.
3		
SP41-205T		
1	79-167	Алевропелит, GLEY1 3/10Y very dark greenish gray, текстура массивная, постепенное уплотнение консистенции, явные включения отсутствуют.
2		
3	167-252	Алевропелит, GLEY1 3/10Y very dark greenish gray, текстура массивная, консистенция плотная, единичное включение (обнаружено при работе с колонкой).
Общие выводы:		Все пиковые значения находятся в слоях темно-серого цвета (GLEY1 3/10Y или GLEY1 4/10Y). Текстура преимущественно массивная и плотная, включения редки. В колонке SP41-200T все три пиковых значения находятся внутри одного горизонта. В колонках SP41-202T, SP41-203T, SP41-205T они разделяются на два горизонта, различных по литологическому описанию или разделенных другим горизонтом.

Значения мощности МАД gamma и beta в измеренных образцах лежат в пределах от 0,14 до 0,18 мкЗв/ч и от 0,9 до 3,9 мин-1×см2 соответственно. Такие значения свидетельствуют не только об отсутствии техногенного радиоактивного загрязнения, но и об отсутствии природных радиационные аномалии в районе исследования [*НРБ-99/2009*].

На основе проведенных измерений были выбраны колонки для дальнейшего лабораторного анализа. В последующих работах планируется рассмотреть и проанализировать результаты палеомагнитного анализа для двух колонок, отобранных на станциях SP41-200T и SP41-205T. Особый интерес в дальнейших исследованиях представляет боле подробное изучения выявленных пиковых значений.

Выводы. На основе проведенного комплексного анализа магнитной восприимчивости и радиометрических измерений донных морских осадков восточного склона котловины Нансена можно сделать следующие выводы:

1. Значения магнитной восприимчивости в измеренных колонках частично согласуются с литологическим описанием. В ходе исследования были выявлены закономерности повышенных пиковых значений магнитной восприимчивости в слоях,

схожих по цвету, а также частично имеющих одинаковую плотность донных осадочных пород.

2. По итогам радиометрических измерений на разрезе заложенном в восточной части котловины Нансена повышенных значений выявлено не было. Все значения находится в пределах естественных флуктуаций и не вызывают опасений.

3. Особый интерес для дальнейших лабораторных исследований с целью выявления палеомагнитной восприимчивости вызывает колонки донных осадочных пород отобранная на станции SP41-200T и SP41-205T, так как они являются крайними точками заложенного разреза и имеют, вероятно, согласующиеся пиковые значения. Также выбор колонки SP41-205T обоснован тем, что находится ближе к центру котловины, и скорее всего отражает более спокойные условия осадконакопления, чем остальные колонки, отобранные на склоне.

ЛИТЕРАТУРА

Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Дж.М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21-42.

Попова Е.А., Богин В.А., Малышев С.А., Ованесян Г.И., Фильчук К.В., Макаров А.С. Экспедиция «Северный Полюс-41»: предварительные результаты геологических исследований // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2023. Выпуск 10, с. 210-216. doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-210-216

Попова Е.А., Богин В.А., Малышев С.А., Фильчук К.В., Макаров А.С., Каминский В.Д. Содержание и состав донно-каменного материала на хребте Ломоносова (83° с. ш.): индикация смены палеообстановок // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2024. Т. 517. № 2. С. 208-216. doi: 10.31857/S2686739724080025

Попова Е.А., Богин В.А., Малышев С.А., Ованесян Г.И., Карташев А.О., Ковалёв С.М. Геологические работы в экспедиции "Северный полюс-41" // Российские полярные исследования. 2024. № 1 (55). С. 10-16.

Сапожников Ю.А., Алиев Р.А., Калмыков С.Н. Радиоактивность окружающей среды. Теория и практика. М.: БИНОМ. Лаборатория знаний, 2006. 286 с.

Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Чамов Н.П., Патина И.С. Палеоген–четвертичная полифациальная осадочная система южного обрамления котловины Нансена // Литология и полезные ископаемые. 2021. № 5. С. 389–405. doi: 10.31857/S0024497X21050050

Соколов В.Т., Фильчук К.В. ЛСП "Северный полюс" - новые возможности для исследований. первые итоги дрейфа интервью с руководителем высокоширотной арктической экспедиции В.Т. Соколовым, начальником дрейфующей станции СП-41 К.В. Фильчуком и участниками экспедиции // Российские полярные исследования. 2023. № 3 (53). С. 5-10.

Шрейдер А.А. Линейные магнитные аномалии Северного Ледовитого океана // Океанология. 2004. Т. 44. С. 768–777.

Элькина Д.В., Пискарев А.Л., Хоснуллина Т.И., Гусев Е.А., Попова Е.А., Богин В.А., Малышев С.А., Фильчук К.В., Макаров А.С. Первые палеомагнитные результаты исследований донных морских осадков, отобранных в котловине Амундсена, Северный Ледовитый океан. Результаты экспедиции «Северной Полюс-41» // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. Выпуск 11, с. 444-449. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-444-449

СанПиН 2.6.1.2523-09 - Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009): Санитарные правила и нормативы. - М.: Роспотребнадзор, 2009

PRELIMINARY RESULTS OF THE PRIMARY ASSESSMENT OF THE BOTTOM MARINE SEDIMENTS OF THE EASTERN SLOPE OF THE NANSEN BASIN BASED ON A COMPREHENSIVE ANALYSIS OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY AND RADIOMETRIC MEASUREMENTS

Lipkina A.E.[1], Elkina D.V.[2], Khosnullina T.I.[1,2], Makeeva P.V.[2,3], Getman K.V.[1,2], Gusev E.A.[2], Malyshev S.A.[2,4], Bogin V.A.[2,4], Kartashev A.O.[2,4], Filchuk K.V.[4], Makarov A.S.[4]

[1] St.-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
[2] VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia
[3] St.-Petersburg Mining University of Empress Catherine II, St. Petersburg, Russia
[3] Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

The paper presents the results of a primary assessment of the section of bottom marine sediments of the eastern slope of the Nansen Basin, which consists of 4 columns. The values of magnetic susceptibility and radiometric indicators were measured and analyzed in the selected samples. The results of the study will serve as a basis for further research.

Keywords: *bottom marine sediments, SP-41, Arctic Ocean, Eurasian Basin, Nansen Basin, paleomagnetic studies, radiometric measurements*

REFERENCES:

Glebovsky V.Y., Kaminsky V.D., Minakov A.N., et al., Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // Geotectonics. 2001. Is. 4. P. 21–42. doi:10.1134/S0016852106040029

Popova E.A., Bogin V.A., Malyshev S.A., Ovanesyan G.I., Filchuk K.V., Makarov A.S. The 'Severny Polus-41' ('North Pole-41') expedition: marine geology onboard // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2023. Issue 10. P. 210-216. doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-210-216

Popova E.A., Bogin V.A., Malyshev S.A., Filchuk K.V., Makarov A.S., Kaminsky V.D. Content and Composition of Rock Debris at Lomonosov Ridge (83° N): Indication of Palaeoenvironmental Changes // Doklady Earth Sciences. 2024. Vol. 517. P. 1281-1287. doi: 10.1134/S1028334X24602074

Popova E.A., Bogin V.A., Malyshev S.A., Ovanesyan G.I., Kartashev A.O., Kovalev S.M. Geological works in the expedition "North Pole-41" // Russian Polar research. 2024. No. 1 (55). P. 10-16. (in Russian).

Sapozhnikov Yu.A., Aliev R.A., Kalmykov S.N. Environmental Radioactivity. Theory and Practice. Moscow: BINOM. Knowledge Laboratory, 2006. 286 p. (in Russian).

Sokolov S.Y., Moroz E.A., Chamov N.P., Patina I.S. Paleogene–Quaternary polyfacies sedimentary system of the southern Nansen Basin // Lithology and Mineral Resources. 2021. Vol. 56. № 5. P. 375-389. doi: 10.1134/S0024490221050059

Sokolov V.T., Filchuk K.V. LSP "North Pole" - new opportunities for research. The first results of the drift interview with the head of the high-latitude Arctic expedition V.T. Sokolov, the head of the drifting station SP-41 K.V. Filchuk and expedition participants // Russian Polar Research. 2023. No. 3 (53). P. 5-10. (in Russian).

Shreider A.A. Linear magnetic anomalies in the Arctic ocean // Oceanology. 2004. Vol. 44. № 5. P. 721-729.

Elkina D.V., Piskarev A.L., Khosnullina T.I., Gusev E.A., Popova E.A., Bogin V.A., Malyshev S.A., Filchuk K.V., Makarov A.S. First paleomagnetic results on marine sediments collected in the Amundsen basin, Arctic ocean. Results of expedition North Pole-41 // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024. Issue 11. P. 444-449. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-444-449

SanPiN 2.6.1.2523-09 - Radiation Safety Standards (NRB-99/2009): Sanitary Rules and Regulations. - Moscow: Rospotrebnadzor, 2009. (in Russian).

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-110-121

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА ЖЕЛОБА СТУР-ФИОРД (БАРЕНЦЕВО МОРЕ)

✉*Литвиненко И.В.* [1,2], *Куршева А.В.* [1], *Моргунова И.П.* [1]

[1] ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
[2] СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
✉ *i.litvinenko@vniio.ru*

Изученные четвертичные отложения района желоба Стур-фиорда на акватории Баренцева моря характеризуются специфическими чертами распределения РОВ, не характерными для современных осадков. Высокие содержания керогена, состав *н*-алканов, изопреноидов, гопанов, а также величины стерановых индексов зрелости РОВ свидетельствуют о катагенетической стадии его трансформации. Доминирование во всех изученных осадках алкилированных фенантренов, алкилированных хризенов и голоядерного фенантрена, отражают преимущественно петрогенную природу вещества.

Ключевые слова: *рассеянное органическое вещество, биомаркеры, донные осадки, Стур-фиорд, Баренцево море*

В ходе подготовки материалов для регионального геологического картирования на акватории Баренцева моря (район желоба Стур-фиорда) было проведено комплексное изучение поверхностных и подповерхностных донных отложений. Образцы были отобраны с помощью ковшей VanVin (объемом 20 литров) и «Океан-0.25» на глубинах моря 51-313 м с борта НИС «Профессор Молчанов» (2024 г.). Объектом для изучения рассеянного органического вещества (РОВ), в том числе углеводородных (УВ) молекулярных маркеров, послужили 24 образца (12 станций пробоотбора) (рис. 1). Донные осадки представлены преимущественно алевропелитами и биотурбированы полихетами. В подповерхностных отложениях встречаются фрагменты двустворок, раковин и щебень.

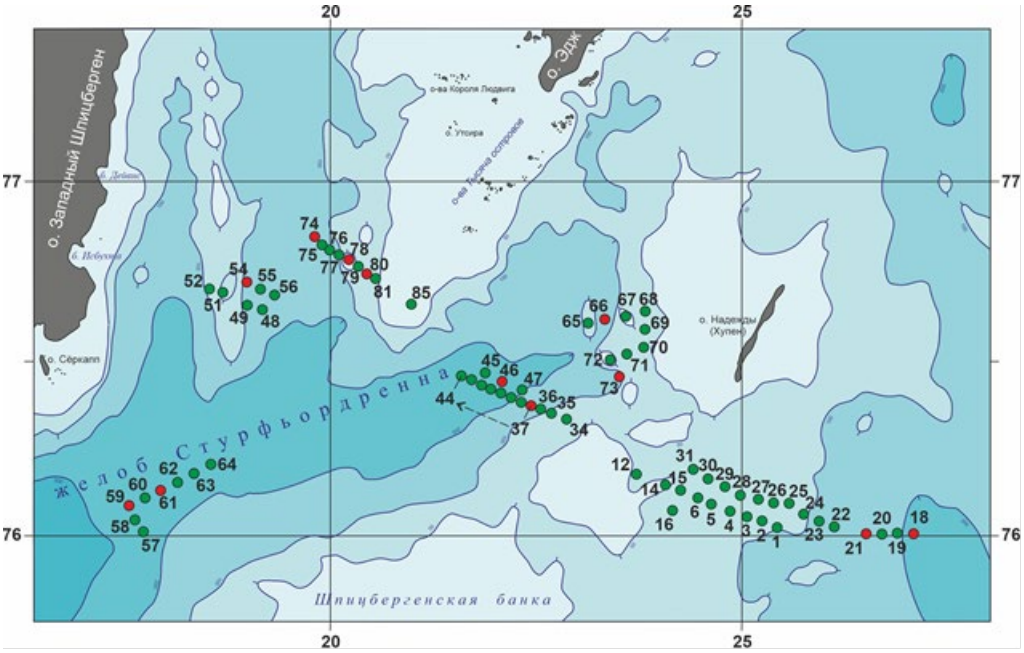


Рис. 1. Карта-схема расположения точек опробования донных отложений (красным цветом отмечены точки детального изучения РОВ на молекулярном уровне).

Методика исследований. Аналитическая процедура исследования РОВ включала: определение содержания органического ($С_{орг}$) и карбонатного ($С_{карб}$) углерода (метод сжигания Кнопа), извлечение хлороформного ($А_{хл}$) и спирто-бензольного ($А_{сп-б}$) битумоидов, гуминовых кислот (ГК), определение группового состава $А_{хл}$ битумоидов и молекулярного состава углеводородов (УВ). Фракции алифатических и ароматических УВ выделяли хроматографическим методом и исследовали на ГХ-МС комплексе Agilent с квадрупольным масс-селективным детектором и программным пакетом обработки аналитической информации [*Petrova et al., 2017; Morgunova et al., 2019*].

Геохимическая характеристика рассеянного органического вещества донных осадков. Для западно-арктического шельфа в целом вещественный состав донных отложений определяется преимущественно геологическим строением и литолого-петрографическим составом пород, слагающих побережье, дно и острова бассейна [*Биогеохимия…, 1982; Органическое, 1990; Система Баренцева моря, 2021*]. Вместе с этим как для каждой акватории, так и для отдельных ее районов, характерны свои особенности, определяющиеся объёмами поступления осадочного материала, циркуляцией вод, тектоническим строением, наличием эманаций, ледовым разносом.

В рамках настоящего исследования все изученные донные отложения находятся в области шельфа Шпицбергена. Согласно данным сейсмоакустического профилирования районов желоба Стур-фиорд, мелководных банок, окаймляющих остров Надежды, архипелага Тысячи островов, а также Шпицбергенской банки в рельефе дна выявлены возвышенности, склоны, всхолмления, что может свидетельствовать о его гляциальном происхождении. В понижениях в сейсмоакустической записи проступают черты слоистого строения осадочной толщи верхних метров, в то время как на поднятиях на поверхности морского дна наблюдаются выходы коренных пород [*Гусев и др., 2024*]. Это нашло отражение в вариациях органо-геохимических характеристик, свидетельствующих о смешанном составе РОВ, источники и условия преобразования которого весьма многообразны.

Табл. 1. Распределение основных геохимических показателей РОВ.

№ п.п.	Номер станции	Интервал отбора, см	Содержание в осадке, %					Групповой состав ОВ, %			
			$С_{карб}$	$С_{орг}$	$А_{хл}$	$А_{сп-б}$	ГК	$А_{хл}$	$А_{сп-б}$	ГК	ООВ
1	2418К	0-3	0.12	2.00	0.05	0.04	0.26	1.38	0.99	7.14	90.48
2		3-7	0.10	2.12	0.03	0.03	0.24	0.75	0.89	6.22	92.14
3	2421К	0-3	0.02	1.09	0.05	0.04	0.24	2.74	2.25	12.10	82.92
4		5-12	0.25	0.31	0.03	0.04	0.20	5.96	6.40	35.45	52.20
5	2437К	0-4	0.12	1.93	0.07	0.04	0.06	1.86	1.14	1.71	95.29
6		4-8	0.21	1.21	0.05	0.05	0.10	2.37	2.20	4.54	90.89
7	2446К	0-3	0.28	2.38	0.07	0.05	0.07	1.57	1.23	1.62	95.59
8		5-10	0.28	2.28	0.07	0.04	0.15	1.58	0.94	3.61	93.87
9	2454К	0-3	0.29	1.59	0.07	0.06	0.03	2.39	1.95	1.04	94.62
10		3-8	0.43	0.48	0.06	0.05	0.01	6.88	6.09	1.14	85.89
11	2459К	0-2	0.21	2.08	0.06	0.06	0.02	1.51	1.49	0.53	96.47
12		3-8	0.28	2.24	0.05	0.04	0.09	1.20	1.07	2.21	95.52
13	2461К	0-2	0.36	2.20	0.04	0.03	0.18	1.01	0.85	4.50	93.64
14		3-8	0.29	2.83	0.03	0.04	0.23	0.49	0.70	4.47	94.35
15	2466К	0-3	0.12	1.14	0.05	0.04	0.19	2.64	2.01	9.16	86.20
16		4-9	0.14	1.16	0.05	0.03	0.21	2.19	1.61	9.95	86.25
17	2473К	0-3	0.22	0.74	0.06	0.03	0.18	4.16	2.25	13.37	80.23
18		4-9	0.19	1.01	0.03	0.05	0.20	1.82	2.54	10.88	84.76
19	2474К	0-3	0.58	0.45	0.06	0.04	0.19	7.91	4.54	23.20	64.35
20		5-10	0.06	0.72	0.06	0.04	0.15	4.60	2.96	11.45	80.99
21	2478К	0-3	0.53	0.40	0.04	0.06	0.05	5.63	7.94	6.87	79.56
22		5-10	0.52	0.46	0.04	0.04	0.11	5.18	4.40	13.14	77.28
23	2480К	0-3	0.25	0.31	0.06	0.04	0.09	10.42	6.52	15.95	67.10
24		5-10	0.26	0.33	0.05	0.04	0.07	8.39	6.91	11.66	73.04

Карбонатность изученных отложений низкая ($C_{карб}$ <0.6%), содержание $C_{орг}$, гуминовых кислот (ГК) и битумоидов ($A_{хл}$) в осадках варьирует в широких пределах, составляя соответственно 0.30÷2.80; 0.01÷0.26; 0.03÷0.07 (табл. 1), что согласуется с полученными ранее данными для алевропелитовых отложений изучаемой части акватории [*Петрова, 1998; Morgunova et al., 2019*].

В групповом составе ОВ высокие содержания ООВ (>90%) преимущественно соответствуют незначительному количеству ГК (0.5÷4.5%), что свидетельствует о наличии преобразованного РОВ в части отложений и находится в соответствии с данными сейсмоакустического профилирования, выявившего выходы на поверхность дна коренных пород.

Характеристика молекулярного состава РОВ (биомаркеров). В составе РОВ изученных поверхностных и подповерхностных осадков *н*-алканы представлены гомологическим рядом *н*-C_{14}-*н*-C_{35} (с преимущественным размытым максимумом в области низко- и среднемолекулярных соединений), содержание *н*-C_{17} в ~2 раза превышает содержание *н*-C_{29}, соотношения индексов нечетности ($OEP_{17\text{-}19}$~1.0; $OEP_{27\text{-}29}$~1.5; $CPI_{22\text{-}30}$~1.2), а также соотношения *н*-алканов и изопреноидов (Пр/*н*-C_{17}~1.1; Фит/*н*-C_{18}~0.5) отражают существенный уровень преобразованности РОВ большинства отложений (табл. 2; рис. 2-4). Подобное распределение *н*-алканов характерно для осадков, содержащих сырую нефть, битумы или угли [*Tissot, Welte,1984*].

Табл. 2. Характеристика молекулярных маркеров.

№ п.п.	№ ст.	Инт. отбора, см	*н*-алканы и изопреноиды									ПАУ		Стераны		Гопаны		
			C_{17}/C_{29}	Пр/C_{17}	Фит/C_{18}	Пр/Фит	$OEP_{17\text{-}19}$	$OEP_{27\text{-}31}$	$CPI1_{22\text{-}30}$	%Lithic/$\Sigma C_{25\text{-}33}$	TAR	MPI-1	R_c	C_{27}/C_{29}	C_{29}aa S/(S+R)	C_{31}S/(S+R)	H_{29} βα/(αβ+βα)	29Ts/(29Ts+H_{29})
1	2418К	0-3	1.42	1.58	0.70	2.25	1.04	2.13	1.45	57.83	0.84	0.62	0.77	0.83	0.32	0.53	0.23	0.21
2		3-7	1.05	1.56	0.65	2.18	1.06	2.17	1.48	56.51	1.14	0.66	0.80	0.68	0.37	0.54	0.25	0.20
3	2421К	0-3	1.63	1.36	0.54	2.49	1.02	1.77	1.34	65.24	0.71	0.62	0.77	0.85	0.38	0.54	0.19	0.19
4		5-12	1.36	1.46	0.58	2.35	1.03	1.86	1.37	63.32	0.89	0.63	0.78	0.59	0.36	0.55	0.22	0.22
5	2437К	0-4	2.35	0.99	0.36	2.80	1.03	1.36	1.17	80.52	0.51	0.75	0.85	0.99	нд	0.58	0.15	0.21
6		4-8	2.60	0.98	0.36	2.82	1.02	1.34	1.15	80.78	0.44	0.74	0.84	0.94	0.41	0.57	0.17	0.22
7	2446К	0-3	2.49	1.05	0.38	2.97	1.03	1.41	1.19	78.13	0.47	0.75	0.85	0.88	нд	0.57	0.16	0.21
8		5-10	2.71	1.01	0.36	2.96	1.03	1.37	1.17	81.07	0.43	0.75	0.85	нд	нд	0.56	0.17	0.22
9	2454К	0-3	2.14	1.20	0.54	2.39	1.04	1.22	1.13	84.67	0.52	0.75	0.85	1.42	нд	0.56	0.14	0.28
10		3-8	2.49	1.13	0.51	2.27	1.01	1.24	1.13	84.29	0.45	0.77	0.86	0.65	0.44	0.57	0.13	0.27
11	2459К	0-2	1.92	1.09	0.43	2.60	1.03	1.47	1.21	76.85	0.59	0.75	0.85	0.52	0.42	0.55	0.17	0.23
12		3-8	2.13	1.03	0.40	2.62	1.02	1.50	1.21	75.35	0.52	0.74	0.85	нд	0.42	0.56	0.17	0.24
13	2461К	0-2	1.96	0.97	0.39	2.35	1.01	1.42	1.18	77.76	0.65	0.80	0.88	0.70	0.44	0.55	0.19	0.23
14		3-8	2.14	0.95	0.37	2.50	1.02	1.44	1.20	76.99	0.58	0.80	0.88	нд	нд	0.56	0.19	0.24
15	2466К	0-3	2.34	1.03	0.35	3.06	1.03	1.37	1.18	79.65	0.52	0.71	0.82	нд	нд	0.59	0.15	0.24
16		4-9	2.23	0.98	0.32	3.14	1.04	1.42	1.17	78.86	0.53	0.70	0.82	нд	0.50	0.58	0.16	0.22
17	2473К	0-3	2.72	1.00	0.34	2.96	1.02	1.33	1.15	81.20	0.46	0.75	0.85	нд	нд	0.56	0.17	0.22
18		4-9	2.01	0.99	0.35	2.92	1.04	1.34	1.16	81.32	0.58	0.72	0.83	нд	0.44	0.57	0.17	0.22
19	2474К	0-3	2.25	1.26	0.55	2.40	1.05	1.28	1.16	82.70	0.51	0.66	0.80	0.57	0.43	0.57	0.13	0.28
20		5-10	2.59	1.10	0.46	2.34	1.01	1.35	1.16	80.26	0.45	0.67	0.80	0.66	0.43	0.57	0.15	0.27
21	2478К	0-3	2.25	1.13	0.48	2.35	1.02	1.28	1.16	83.24	0.50	0.66	0.80	0.76	0.44	0.56	0.14	0.26
22		5-10	1.27	1.07	0.48	2.16	1.03	1.35	1.22	78.87	0.81	0.65	0.79	0.67	0.45	0.57	0.15	0.26
23	2480К	0-3	1.34	1.13	0.54	2.01	1.01	1.25	1.19	83.36	0.78	0.65	0.79	0.57	0.47	0.57	0.14	0.27
24		5-10	1.32	1.13	0.51	2.15	1.04	1.36	1.22	78.15	0.80	0.64	0.79	0.63	0.47	0.57	0.14	0.28

Примечание: **нд** – нет данных; **Пр** – пристан; **Фит** – фитан; $\mathbf{OEP_n} = (n\text{-}C_{n-2} + 6 \times n\text{-}C_n + n\text{-}C_{n+2}) / (4 \times n\text{-}C_{n-1} + 4 \times n\text{-}C_{n+1})$; $\mathbf{OEP_{17\text{-}19}} = (OEP_{17} + OEP_{19})/2$; $OEP_{27\text{-}31} = (OEP_{27} + OEP_{29} + OEP_{31})/3$; **TAR** = (*н*-$C_{27}$ + *н*-C_{29} + *н*-C_{31})/(*н*-C_{15} + *н*-C_{17} + *н*-C_{19}) [Peters et al., 2005]; **CPI1** = 2*(*n*-C_{23} + *n*-C_{25} + *n*-C_{27} + *n*-C_{29}) / (*n*-C_{22} + 2*(*n*-C_{24} + *n*-C_{26} + *n*-C_{28}) + *n*-C_{30})) [Peters et al., 2005]; **Lithic *n*-alk/Σ*n*-alk**=ΣC_{25}-C_{33}-(ΣC_{25}-C_{33}*(6.2*(CPI1-1))/(4.2*(CPI1+1)) [Yamamoto, Polyak, 2009]; **MPI-1** = 1.5 × (3MP + 2MP)/(Pn + 9/4MP + 1MP), где Ф – фенантрен, МФ – метилфенантрен [Peters et al., 2005]; $\mathbf{R_c}$=0.6*(MPI-1) +0.4) [Radke,1988]).

Схожая картина распределения была отмечена при исследовании поверхностных отложений (0-5 см), отобранных на профиле Ис-фиорда и вблизи о-ва Эдж, которые, в свою очередь, сопоставлялись с палеогеновым гумусовым углем Шпицбергена [*Петрова, 1998*]. В образце угля максимум *н*-алканов находился в области *н*-C_{16}–*н*-C_{23}, а содержание *н*-C_{17} в 3.2 раза превышало содержание *н*-C_{29}. Данный парадоксальный результат объяснялся глубиной катагенной преобразованности изученного образца, определенной по отражательной способности витринита (R_o>0.7). Согласно исследованиям Тиссо и Вельте [*Tissot, Welte,1984*] на стадии преобразования R_o>0.7 *н*-алканы утрачивают свои генетические индикаторные свойства и становятся маркерами уровня катагенеза.

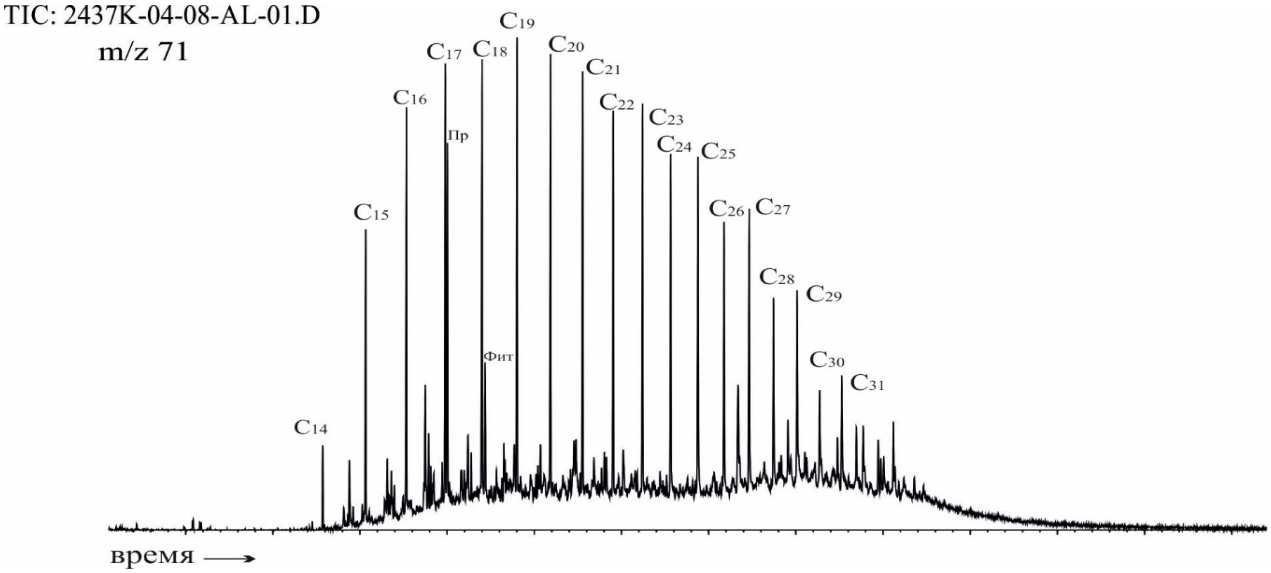


Рис. 2. Масс-фрагментограмма н-алканов и изопреноидов.

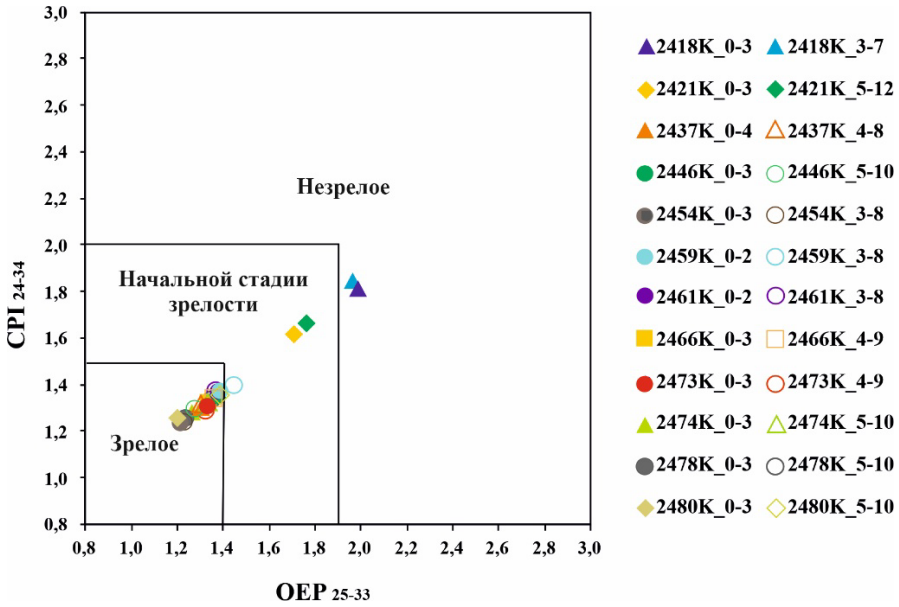


Рис. 3. Характеристика терригенной части РОВ согласно индексом зрелости OEP и CPI *(CPI = ((*C_{25}+C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33}*) / (*C_{24}+C_{26}+C_{28}+C_{30}+C_{32}*) + (*C_{25}+C_{27}+C_{29}+C_{31}+C_{33}*) / (*C_{26}+C_{28}+C_{30}+C_{32}+C_{34}*))/2 [Scalan, Smith, 1970].*

В рамках данного исследования расчётные значения отражательной способности витринита R_c (основанные на метилфенантреновом индексе - MPI-1) (табл. 2) [*Radke, 1988*] варьируют от 0.7 до 0.8. На значительный вклад осадочного материала, содержащего термально зрелое вещество, указывает и относительное содержание «литифицированных» (постдиагенетических) компонентов (%Lithic/ΣC_{25}-C_{33} до 84.7%) [*Yamamoto, Polyak, 2009*].

Исключением являются лишь осадки станций 2418 и 2421, в которых значения CPI1 возрастают до 1.5, индекс нечетности соответствует величинам, отражающим незначительный уровень деградации гумусовой составляющей ($OEP_{27\text{-}29}$~2.0), а доля литифицированных компонентов (%Lithic/ΣC_{25}-C_{33}) имеет минимальные значения среди всех изученных осадков (табл. 2). Это, по-видимому, обусловлено отсутствием влияния вблизи этих точек характерного для района работ материала размыва и переотложения коренных пород, содержащих угленосные толщи Шпицбергена (данные сейсмоакустического профилирования).

В районе западной части Шпицбергена изученные раннее осадки (0-37 см) [*Morgunova et al., 2019*] также обладали характеристиками, сравнимыми с углями южного побережья Ис-фиорда [*Cmiel, Fabianska, 2004*], включая незначительный уровень преобладания нечетных над четными *н*-алканами, высокий уровень соотношения Пр/Фит (1.8÷12 в углях и около 3.5 для осадков), сопоставимые диапазоны *н*-алканов и изопреноидов: Пр/C_{17}, Фит/C_{18} – 1.4 и 0.8 в угле и около 1.6 и 0.6 в отложениях соответственно и относительно низкие значения CPI (1.1÷4.2 для углей и около 1.6 для осадков).

Соответственно, полученные в рамках данного исследования результаты анализа *н*-алканов и изопреноидов соответствуют органо-геохимическому фону для северо-западной части акватории Баренцева моря.

Важно отметить, что в триасовых образцах микробиолитов, отобранных с Западного Шпицбергена, о-ва Надежды, о-ва Эдж практически везде был обнаружен высокий уровень преобразованности *н*-алканов в составе РОВ (CPI, OEP_{17}, OEP_{27}~1) [*Тугарова, 2014*]. Учитывая, что накопление отложений в акватории определяется многими факторами, включая поступление материала с суши, не исключено влияние микробиолитов на степень зрелости РОВ в поверхностных осадках.

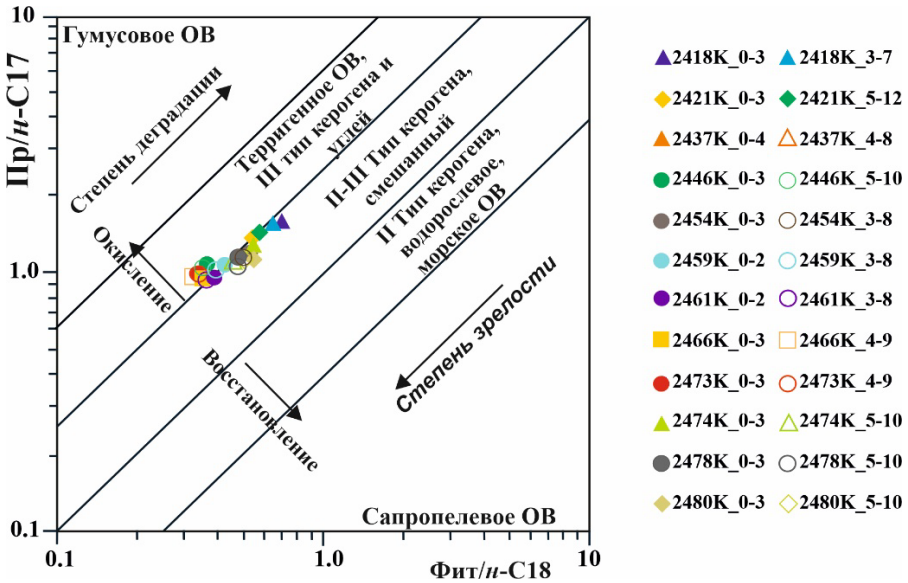


Рис. 4. Характеристика генетического типа и фациальных условий осадконакопления РОВ изученных отложений (диаграмма Кеннона-Кессоу) [*Connan, Cassou, 1980*].

Наряду с *н*-алканами одними из основных представителей молекулярных маркеров в РОВ являются **стераны** – продукты диагенетического преобразования различного вида стеролов (компонентов мембран эукариотических клеток).

Относительное содержание регулярных стеранов в РОВ отложений позволяет идентифицировать вклад ОВ микроводорослей (холестан – C_{27}), зоопланктона и/или лагунных водорослей (метилхолестан – C_{28}) и высших растений (этилхолестан – C_{29}). Однако, важно отметить, что происхождение стеранов C_{29} связывают также с развитием

зелёных водорослей, кокколитофорид (*Prymnesiohyceae*) и цианобактерий [*Volkman et al., 1986; Li et al., 2018*].

Среди всех изученных отложений ненарушенный гомологический ряд регулярных стеранов (C_{27}-C_{29}) не выявлен ни в одном образце. В составе идентифицированных соединений преобладают холестаны (C_{27}) и этилхолестаны (C_{29}), а их соотношение отражает смешанный состав с доминированием последних (табл. 2). При этом следовые содержания стеранов (либо их полное отсутствие) в ряде отложений могут являться результатом деградации этих соединений в ходе созревания и термального преобразования.

Для оценки зрелости органического вещества по стеранам, как правило, используются соединения состава C_{29}. С ростом степени преобразованности РОВ в составе αα-стеранов возрастает относительное содержание более термодинамически стабильных S-изомеров. При этом параметр C_{29}ααS/(S+R), отражающий процесс термальной изомеризации, является наиболее важным и изменяется от 0 до ~0.5, где максимальные значения соответствуют стадии >МК$_1$ [*Peters et al., 2005*]. Согласно полученным данным по распределению стеранов (табл. 2), РОВ большинства изученных отложений приближено к области предельных значений, т. е. по своему уровню зрелости приближается к катагенной стадии.

Пентациклические насыщенные УВ (**гопаны**), как и стераны, являются хемофоссилиями. Предшественники гопанов – химические структуры, неизменные составляющие различных прокариот, включая многочисленные виды архей, бактерий и сине-зеленых водорослей [Peters et al., 2005; Конторович и др., 2009]. Незрелыми предшественниками гопанов являются терпеноиды, содержащиеся в клеточных мембранах (гопены, гопаноиды). На стадии седиментогенеза и раннего диагенеза образуются незрелые гопаны (ββ-гопаны) и гопены. На более глубокой (постдиагенетической) стадии трансформации ОВ происходит структурная перестройка гопанов с формированием βα- и αβ-гопанов (зрелые гопаны). Для гопанов состава C_{31} – C_{35} (гомогопаны) происходит также изомеризация из конфигурации R в конфигурацию S. Исходя из этих структурных перестроек формируются границы зрелости РОВ, определяемые по соотношениям 22S/(22S+22R) и βα/(αβ+βα) [*Peters et al., 2005*].

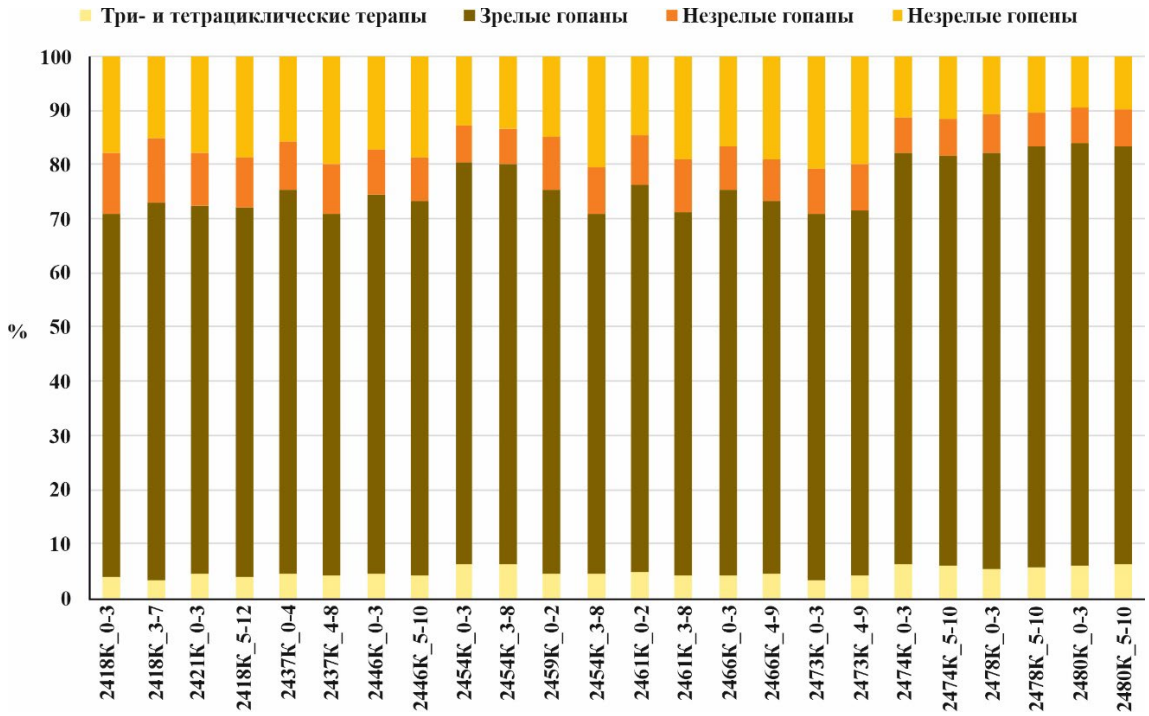


Рис. 5. Распределение основных групп терпанов в РОВ осадков (компонентный состав групп в [*Morgunova et al., 2019*]).

В составе изученных поверхностных и подповерхностных отложений доминируют гео-структуры (зрелые βα- и αβ-гопаны, S-изомеры гомогопанов), а их соотношения указывают на катагенетический уровень зрелости РОВ (H_{31} S/(S+R)~0.6; H_{29} βα/(αβ+βα)~0.2) (табл. 2; рис. 5). Отношение 18α-30-норнеогопана к норгопану 29Ts/(29Ts+C_{29})~0.2, где 29Ts более термодинамически устойчивое соединение, так же свидетельствует о том, что изученные осадки достигли уровня мезокатагенеза.

Суммарное содержание полициклических ароматических УВ (**ПАУ**) в изученных осадках не превышает фоновых значений для северо-западной части Баренцева моря [*Dahle et al., 2006; Литвиненко и др., 2016; Morgunova et al., 2019*] и варьирует от 944 до 3 865 нг/г. В составе РОВ отложений доминируют такие голоядерные и алкилированные ПАУ как: фенантрен и его алкил-гомологи, алкил-гомологи хризена, алкил-гомологи нафталина, бенз(b,j,k)флуорантен, бенз(а)пирен, бенз(е)пирен, хризен, трифенилен, флуорантен, пирен и метил-гомологи пирена (см. рис. 6).

Большинство этих соединений указывают на смешанную пирогенную и петрогенную природу РОВ. ПАУ пирогенного генезиса характеризуются меньшим количеством алкил-замещённых структур, т.к. алкил-радикалы легче отщепляются под воздействием высоких температур. Так, в случае петрогенного генезиса полиаренов преобладают алкилированные 2-3-ядерные соединения, а в случае пирогенного происхождения, как правило, 4-6-голоядерные компоненты [*Халиков, 2024*].

Соответственно, доминирование во всех изученных отложениях алкилированных фенантренов, алкилированных хризенов и голоядерного фенантрена, обусловлено петрогенными источниками ПАУ. Этот вывод подтверждается высокими содержаниями дибензтиофена и его производных, источниками которых являются ископаемая нефть, уголь и газ [*Ровинский и др., 1988; Bertilsson et al., 2002*], а формирование происходит при умеренной температуре в течении длительного периода времени.

Пирогенные полиарены являются продуктами горения или пиролиза и могут иметь как природные, так и антропогенные источники. В изученных осадках они представлены флуорантеном, пиреном, метилированными пиренами, бенз(а)антраценом, бенз(b,j,k)флуорантеном, бенз(а)пиреном, бенз(е)пиреном, индено(1,2,3-*cd)* пиреном, бензо(*ghi)*периленом, дибенз(a,h)антраценом и др. (рис. 6).

ПАУ биогенного происхождения, основными источниками которых являются водоросли, высшие растения и бактерии, в изученных образцах представлены незначительными количествами ретена, кадалена, 3,3,7–триметилтетрогидрохризена и перилена (рис. 6).

Одним из наиболее эффективных способов дифференциации источников ПАУ является анализ соотношений изомерных соединений (имеющих одинаковый молекулярный состав, но разные строения и свойства). Так, менее стабильные «кинетические» изомеры образуются при относительно коротком воздействии высоких температур, и их высокие концентрации в образцах обычно свидетельствуют о воздействии человека и/или поступлении продуктов сгорания, а более стабильные «термодинамические» изомеры преимущественно образуются в процессе длительного диа- и катагенетического созревания. Таким образом, соотношение изомеров позволяет оценить экологическое состояние объекта. Согласно данным по анализу наиболее характерных соотношений изомеров (Фл/(Фл+Пир)=0.4÷0.5; БаА/(БаА+Хр)=0.1÷0.2; И(1,2,3-cd)Пир/(И(1,2,3-cd)Пир+Б(g,h,i)Пер)=0.1÷0.3; Б(е)Пир/Б(а)Пир=5.1÷8.9 в изученных отложениях не установлено преобладание продуктов горения биомассы и твердых топлив.

Соотношения неизомерных ПАУ ((Б(а)Пир/(Б(а)Пир+Хр)=0.1÷0.3; Б(а)Пир/ Б(g,h,i)Пер=0.3÷0.6) и отношение голоядерных полиаренов к их метилированным производным (Пир/(Пир+МПир)=0.3÷0.4; Ф/(Ф+МФ)=0.2) также свидетельствуют о преимущественно петрогенной природе вещества с незначительным вкладом других петрогенных и пирогенных источников, таких как продукты сжигания угля, дизельного

топлива/бензина, которые, вероятно, могут поступать в осадки в результате антропогенной активности в акватории, с атмосферным переносом и/или в результате ледового разноса, а также иных факторов.

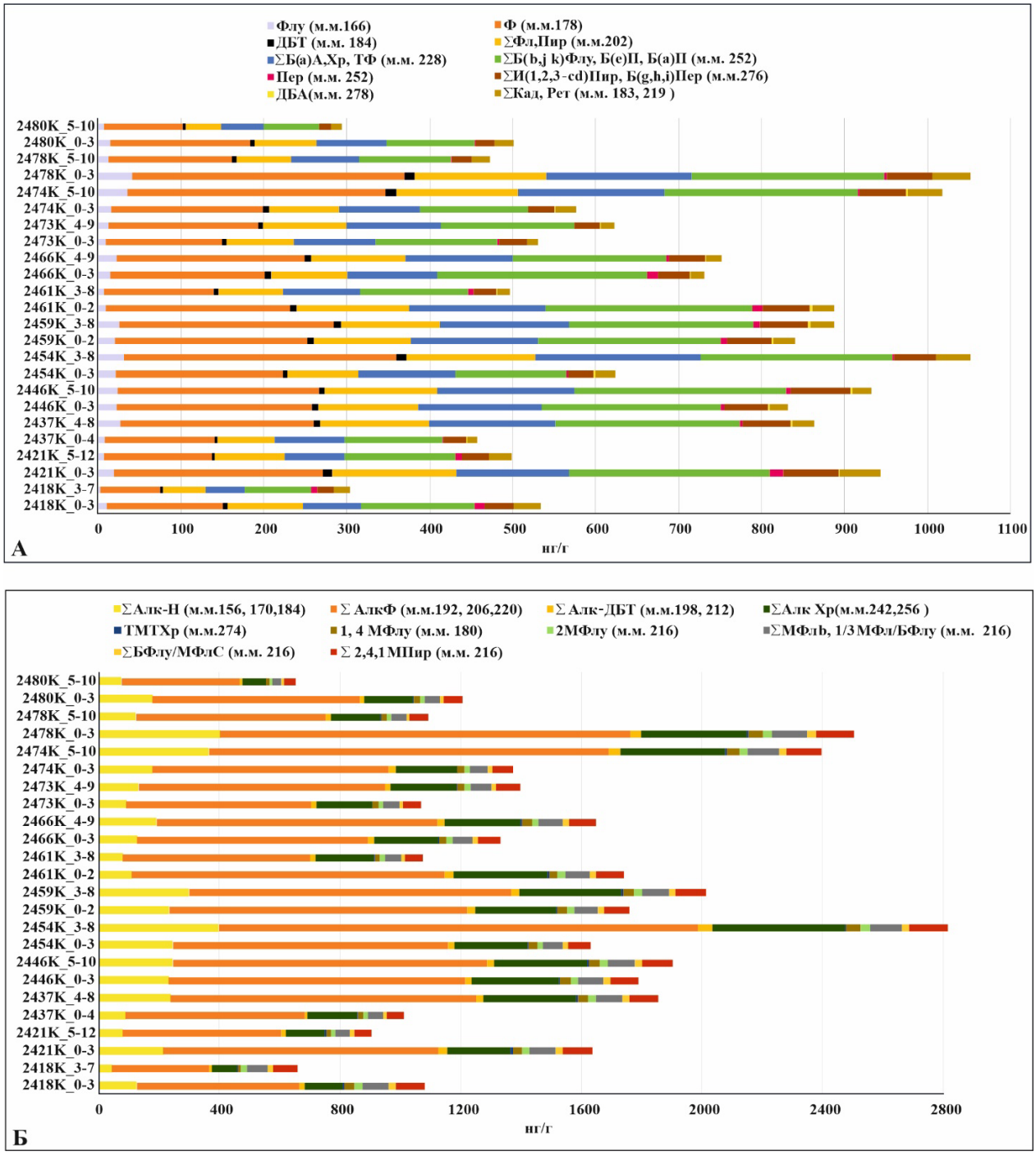


Рис. 6. Распределение голоядерных (А) и алкилированных (Б) ПАУ в РОВ донных осадков.

*Примечание: **Флу** – флуорен; **ДБТ** - дибензтиофен; **Б(a)А** – Бенз(a)Антрацен; **Хр** – хризен ; **ТФ** – трифенилен; **ПЕР** – перилен; **ДБА** – дибенз(a,h)антрацен; **Ф** – фенантрен; **ФЛ** – флуорантен; **Пир** –пирен ; **И(1,2,3,-cd)Пир** – индено(1,2,3,-cd)пирен; **Б(g,h,i)Пер** – бенз(g,h,i)перилен ; **Кад** – кадален; **Рет** – ретен; **Алк-Н** – алкил-нафталин; **ТМТХр** – триметилтетрагидрохризен; **БФлу** – бензфлуорен; **МФлС** – мелил-флуорантен С; **АлкФ** – алкил-фенантрен; **1,4 МФлу** – 1,4 метил-флуорен; **2,4,1 МПир** – 2,4,1 метил-пирен; **Алк-ДБТ** – алкил-дибензтиофен; **2МФлу** – 2метил-флуорен; **Алк Хр** – алкил-хризен; **МФлb** – метил-флуорантен b; **1/3МФл** – 1/3метил-флуорантен.*

Выводы. Комплекс полученных органо-геохимических характеристик поверхностных и подповерхностных отложений района желоба Стур-фиорда (Баренцево море) позволяет заключить, что изученные осадки этой части акватории характеризуются специфическими чертами распределения РОВ, не характерными для современных отложений. По составу *н*-алканов и изопреноидов РОВ преимущественно катагенетически зрелое, что согласуется и с относительным содержание «литифицированных» (постдиагенетических) компонентов, и с расчётными значения отражательной способности витринита по метилфенантренам. Величины стерановых индексов зрелости РОВ большинства изученных отложений приближаются к предельным значениям, что позволяет говорить о катагенетической стадии его трансформации. В составе исследованных поверхностных и подповерхностых осадков доминируют диагенетически зрелые структуры гопанов, а величины их соотношений соответствуют стадии мезокатагенеза. Доминирование во всех изученных отложениях алкилированных фенантренов, алкилированных хризенов и голоядерного фенантрена, обусловлено петрогенными источниками ПАУ. Соотношение изомеров ПАУ, а также неизомерных соединений полиаренов и голоядерных полиаренов к их метилированным производным свидетельствуют о преимущественно петрогенной природе вещества с незначительным вкладом пирогенных источников, таких как продукты сжигания угля, дизельного топлива/бензина, которые, наиболее вероятно, попадают в осадки в результате антропогенной активности в акватории, с атмосферным переносом и/или в результате ледового разноса.

Необходимо отметить, что схожая картина органо-геохимических характеристик РОВ была получена и ранее, при исследовании поверхностных отложений, отобранных на профиле Ис-фиорда, вблизи о-ва Эдж [*Петрова, 1998*] и в районе западной части Шпицбергена [*Morgunova et al., 2019*]. Отложения, в свою очередь, сопоставлялись с палеогеновым гумусовым углем Шпицбергена и углями южного побережья Ис-фиорда, что в результате позволило подтвердить наличие материала размыва и переотложения коренных пород, содержащих угленосные толщи Шпицбергена (данные сейсмоакустического профилирования) в изучаемом районе.

Соответственно, полученные в рамках данного исследования результаты соответствуют органо-геохимическому фону для северо-западной части акватории Баренцева моря.

Следует отметить, что в триасовых образцах микробиолитов, отобранных с Западного Шпицбергена, о-ва Надежды, о-ва Эдж практически везде был обнаружен высокий уровень преобразованности РОВ [*Тугарова, 2014*]. Учитывая, что накопление отложений в акватории контролируется многими факторами, включая поступление материала с суши, не исключено влияние микробиолитов на степень зрелости РОВ в поверхностных осадках.

ЛИТЕРАТУРА

Биогеохимия органического вещества арктических морей / Под ред. Грамберга И.С., Романкевича Е.А. – М.: Наука. – 1982. – 240 с.

Гусев Е.А., Крылов А.А., Сазонов А.Ю., Элькина Д.В., Карпиков А.А., Хоснуллина Т.И., Зыков Е.А., Пальцев И.О., Лодочникова А.С., Хохуля А.В., Парфенюк С.Н., Голосной А.С., Бордуков К.Ю., Захаров В.Ю., Крылов А.В. Четвертичные отложения района желоба Стур-фиорд (Баренцево море) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. Выпуск 11, с. 69-80. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-69-80

Конторович А.Э., Каширцев В.А., Данилова В.П. и др. Молекулы-биомаркеры в ископаемом органическом веществе и нафтидах докембрийских и фанерозойских пород Сибири. СПб.: ВНИГРИ. 2009. 108 с.

Литвиненко И.В., Моргунова И.П., Петрова В.И., Куршева А.В. Углеводороды в донных осадках шельфа Шпицбергена: источники и специфика распределения //

Материалы XIII-ой Всероссийская научной конференции с международным участием «Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа». – Ростов-на-Дону, Изд-во ЮНЦ РАН. 2016. С. 218–224.

Органическое вещество донных отложений полярных зон Мирового океана/ Под ред. Данюшевской А.И. Л.: Недра 1990. 280 с.

Петрова В.И. Геохимия полициклических ароматических углеводородов в донных осадках Мирового океана. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. 1998.296 с.

Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А. Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. Л.: Гидрометеоиздат. 1988. 224 с.

Система Баренцева моря / под ред. академика А.П. Лисицына. М.: ГЕОС. 2021. 672 с.

Тугарова М.А. Микробиоллиты триаса архипелага Шпицберген // Труды ВНИИОкеангеология. 2014. Т. 227. 198 с.

Халиков И.С. Оценка возможности диагностики источников загрязнения атмосферного воздуха полициклическими ароматическими углеводородами по их компонентному составу: Монография. ФГБУ «НПО «Тайфун» Росгидромета России. – Тамбов: Издательство Юконф. 2024. 80 с.

Bertilsson S., Widenfalk A. Photochemical degradation of PAHs in freshwaters and their impact on bacterial growth – influence of water chemistry // Hydrobiologia. 2002. Vol. 469. P. 23-32. doi: 10.1023/A:1015579628189

Cmiel S.R., Fabianska M.J. Geochemical and petrographic properties of some Spitsbergen coals and dispersed organic matter // International Journal of Coal Geology. 2004. Vol. 57. Is. 2. P. 77–97. doi: 10.1016/j.coal.2003.09.002

Connan J., Cassou A. Properties of gases and petroleum liquids derived from terrestrial kerogen at various maturation level // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1980. Vol. 44. №1. P. 10–23. doi: 10.1016/0016-7037(80)90173-8

Dahle S., Savinov V., Petrova V., Klungsøyr J., Savinova T., Batova G., Kursheva A. Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in Norwegian and Russian Arctic marine sediments: concentrations, geographical distribution and sources // Nor. J. Geol. 2006. Vol. 86. P. 41–50.

Li L., Yao G.Q., Cai M.J., Liu Y.H. Organic petrology and geochemistry of mudstones from the lower Shahejie Formation in the Tanggu area of eastern China: evidence for the presence of an ancient saline lake // Geologica Acta. 2018. Vol.16. №1. P. 45–64. doi: 10.1344/GEOLOGICAACTA2018.16.1.3

Morgunova I.P., Petrova V.I., Litvinenko I.V., Kursheva A.V., Batova G.I., Renaud P. E., Granovitch, A.I. Hydrocarbon molecular markers in the Holocene bottom sediments of the Barents Sea as indicators of natural and anthropogenic impacts // Marine Pollution Bulletin. 2019. Vol. 149, 110587. doi: 10.1016/j.marpolbul.2019.110587

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The Biomarker Guide: vol. 2. Biomarkers and isotopes in petroleum systems and Earth history, second ed. Cambridge University Press, Cambridge. 2005. 1155 p.

Petrova V.I., Batova G.I., Kursheva A.V., Litvinenko I.V., Morgunova I.P. Molecular geochemistry of organic matter of Triassic rocks in the northeastern part of the Barents Sea: the influence of tectonic and magmatic processes // Russian Geology and Geophysics. 2017. Vol.58. P. 322–331. doi: 10.1016/j.rgg.2016.09.008

Radke M. Application of aromatic compounds as maturity indicators in source rocks and crude oils // Marine and Petroleum Geology. 1988. Vol 5. Is. 3. P. 224−236. doi: 10.1016/0264-8172(88)90003-7

Scalan R.S., Smith J.E. An improved measure of the odd-even predominance in the normal alkanes of sediment extracts and petroleum // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1970. Vol. 34 Is. 5. P. 611–620. doi: 10.1016/0016-7037(70)90019-0

Tissot B.P., Welte D.H. Petroleum Formation and Occurrence. Springer, Heidelberg. 1984. 702 p.

Volkman J.K., Maxwell J.R. Acyclic isoprenoids as biological markers // Geochemistry and Geophysics. 1986. Vol. 24. P. 1–42.

Yamamoto M., Polyak L. Changes in terrestrial organic matter input to the Mendeleev Ridge, Arctic Ocean during the Late Quaternary // Global and Planetary Change. 2009. Vol. 68. Is. 1-2. P. 30–37. doi: 10.1016/j.gloplacha.2009.03.012

GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE DISPERSED ORGANIC MATTER OF QUATERNARY BOTTOM SEDIMENTS FROM STORFJORDEN THROUGH (BARENTS SEA)

Litvinenko I.V. [1, 2], Kursheva A.V. [1], Morgunova I.P. [1]

[1] VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia
[2] St.-Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

The studied Quaternary sediments of the Storfjorden Trough area in the Barents Sea are characterized by specific features of organic matter (OM) distribution that are not typical of modern sediments. The high contents of kerogen, the composition of n-alkanes and isoprenoids, as well as the values of hopane and sterane maturity indices indicate the catagenetic stage of its transformation. The dominance of phenanthrene, alkylated phenanthrenes, and alkylated chrysenes in all the studied sediments is due to petrogenic sources of PAHs.

Keywords: *dispersed organic matter, biomarkers, bottom sediments, Storfjord, Barents Sea*

REFERENCES:

Bertilsson S., Widenfalk A. Photochemical degradation of PAHs in freshwaters and their impact on bacterial growth – influence of water chemistry // Hydrobiologia. 2002. Vol. 469. P. 23-32. doi: 10.1023/A:1015579628189

Biogeochemistry of organic matter in the Arctic seas / Ed. by Gramberg I.S., Romankevich E.A. Moscow: Nauka. 1982. 240 p. (in Russian)

Gusev E.A., Krylov A.A., Sazonov A.Yu., Elkina D.V., Karpikov A.A., Khosnullina T.I., Zykov E.A., Paltsev I.O., Lodochnikova A.S., Khokhulya A.V., Parfenyuk S.N., Rikhman M.A., Rogova I.V., Golosnoy A.S., Bordukov K.Yu., Zakharov V.Yu., Krylov A.V. Quaternary sediments of the Storfjorden through (Barents sea) // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024. Issue 11. P. 69-80. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-69-80

Cmiel S.R., Fabianska M.J. Geochemical and petrographic properties of some Spitsbergen coals and dispersed organic matter // International Journal of Coal Geology. 2004. Vol. 57. Is. 2. P. 77–97. doi: 10.1016/j.coal.2003.09.002

Connan J., Cassou A. Properties of gases and petroleum liquids derived from terrestrial kerogen at various maturation level // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1980. Vol. 44. №1. P. 10–23. doi: 10.1016/0016-7037(80)90173-8

Dahle S., Savinov V., Petrova V., Klungsøyr J., Savinova T., Batova G., Kursheva A. Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in Norwegian and Russian Arctic marine sediments: concentrations, geographical distribution and sources // Nor. J. Geol. 2006. Vol. 86. P. 41–50.

Khalikov I.S. Assessment of the possibility of diagnosing sources of atmospheric air pollution with polycyclic aromatic hydrocarbons based on their component composition: Monograph. FSBI "NPO "Typhoon" of Roshydromet of Russia. Tambov: Yukonf Publishing House. 2024. 80 p. (in Russian)

Kontorovich A.E., Kashirtsev V.A., Danilova V.P., et al. Biomarker molecules in fossil organic matter and naphthides of Precambrian and Phanerozoic rocks of Siberia. St. Petersburg: VNIGRI. 2009. 108 p. (in Russian).

Li L., Yao G.Q., Cai M.J., Liu Y.H. Organic petrology and geochemistry of mudstones from the lower Shahejie Formation in the Tanggu area of eastern China: evidence for the presence of an ancient saline lake // Geologica Acta. 2018. Vol.16. №1. P. 45–64. doi: 10.1344/GEOLOGICAACTA2018.16.1.3

Litvinenko I.V., Morgunova I.P., Petrova V.I., Kursheva A.V. Hydrocarbons in the bottom sediments of the Spitsbergen shelf: sources and distribution specifics // Proceedings of the XIII All-Russian scientific conference with international participation "Comprehensive studies of the nature of

Spitsbergen and the adjacent shelf". Rostov-on-Don, Publishing House of the Southern Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. 2016. P. 218–224. (in Russian)

Morgunova I.P., Petrova V.I., Litvinenko I.V., Kursheva A.V., Batova G.I., Renaud P. E., Granovitch, A.I. Hydrocarbon molecular markers in the Holocene bottom sediments of the Barents Sea as indicators of natural and anthropogenic impacts // Marine Pollution Bulletin. 2019. Vol. 149, 110587. doi: 10.1016/j.marpolbul.2019.110587

Organic matter of bottom sediments of the polar zones of the World Ocean / Ed. Danyushevskaya A.I. L.: Nedra. 1990. 280 p. (in Russian)

Peters K.E., Walters C.C., Moldowan J.M. The Biomarker Guide: vol. 2. Biomarkers and isotopes in petroleum systems and Earth history, second ed. Cambridge University Press, Cambridge. 2005. 1155 p.

Petrova V.I. Geochemistry of polycyclic aromatic hydrocarbons in bottom sediments of the World Ocean. Dissertation for the degree of Doctor of Geological and Mineralogical Sciences. – 1998. 296 p. (in Russian)

Petrova V.I., Batova G.I., Kursheva A.V., Litvinenko I.V., Morgunova I.P. Molecular geochemistry of organic matter of Triassic rocks in the northeastern part of the Barents Sea: the influence of tectonic and magmatic processes // Russian Geology and Geophysics. 2017. Vol.58. P. 322–331. doi: 10.1016/j.rgg.2016.09.008

Rovinsky F.Ya., Teplitskaya T.A., Alekseeva T.A. Background monitoring of polycyclic aromatic hydrocarbons. L.: Gidrometeoizdat. 1988. 224 p. (in Russian)

Radke M. Application of aromatic compounds as maturity indicators in source rocks and crude oils // Marine and Petroleum Geology. 1988. Vol 5. Is. 3. P. 224−236. doi: 10.1016/0264-8172(88)90003-7

Scalan R.S., Smith J.E. An improved measure of the odd-even predominance in the normal alkanes of sediment extracts and petroleum // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1970. Vol. 34 Is. 5. P. 611–620. doi: 10.1016/0016-7037(70)90019-0

The Barents Sea System / edited by Academician A. P. Lisitsyn. Moscow: GEOS. 2021. 672 p. (in Russian)

Tissot B.P., Welte D.H. Petroleum Formation and Occurrence. Springer, Heidelberg. 1984. 702 p.

Tugarova M.A. Microbiolliths of the Triassic of the Spitsbergen Archipelago / Proceedings of the VNIIOkeangeologia. Vol. 227. St. Petersburg: VNIIOkeangeologia. 2014. 198 p. (in Russian)

Volkman J.K., Maxwell J.R. Acyclic isoprenoids as biological markers // Geochemistry and Geophysics. 1986. Vol. 24. P. 1–42.

Yamamoto M., Polyak L. Changes in terrestrial organic matter input to the Mendeleev Ridge, Arctic Ocean during the Late Quaternary // Global and Planetary Change. 2009. Vol. 68. Is. 1-2. P. 30–37. doi: 10.1016/j.gloplacha.2009.03.012

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-122-127

ОЗЁРНАЯ И МОРСКАЯ СЕДИМЕНТАЦИЯ НА ВОСТОЧНОМ МУРМАНЕ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ: ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ, КЛИМАТИЧЕСКИЕ И МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

✉ *Мещеряков Н.И., Пуговкин Д.В., И.С. Усягина, Н.С. Иванова, Венгер М.П.*

ММБИ РАН, Мурманск, Россия
✉ *meshcheriakov104@mail.ru*

В работе представлены результаты полевых исследований, проведенных в рамках экспедиционного сезона ММБИ РАН в 2024-2025 годов в районе поселка Дальние Зеленцы (побережье Кольского полуострова). Обобщены ранее известные данные и представлены новые материалы, характеризующие процессы формирования морских и озерных отложений в условиях современных климатических изменений. Оценены и сравнены темпы морской и озёрной седиментации в последнее тысячелетии. Показаны первичные данные о вертикальном распределении бактериальных сообществ по толще позднеголоценовых морских и озёрных осадков, что открывает новые возможные перспективы для палеоэкологических и палеоклиматических реконструкций.

Ключевые слова: *Донные отложения*, *геохронология, Кольский п-ов, бактериальные сообщества, поздний голоцен.*

Материал для исследования отбирали в ходе полевых экспедиций ММБИ РАН на побережье Восточного Мурмана в районе поселка Дальние Зеленцы в 2023-2025 гг. Цель работы – выполнить оценку и сравнительный анализ морской и озерной седиментации в условиях климатических изменений на примере бассейнов Восточного Мурмана. Главное условие при выборе объектов исследования – одинаковые климатические факторы, влияющие на режим седиментации. Обозначенному условию соответствуют бассейны губ Ярнышной и Зеленецкой (морские), и озера Зеленецкого (рис. 1). Данные объекты находятся в непосредственной близости друг к другу, отличаются морфометрическими, геоморфологическими и гидрологическими условиями осадконакопления, а формирование донных отложений происходит в них происходит в одинаковых климатических условиях на протяжении современного (позднеголоценового) периода седиментации.



Рис. 1. Район работ.

Губа Ярнышная представляет собой фьорд с обрывистыми скалистыми берегами и несколькими обсыхающими бухтами. В её северной части расположена котловина с глубинами около 30 м. Губа Зеленецкая, соседняя, является мелководной бухтой закрытого типа со сложным рельефом дна и берегов. Южная часть её береговой линии сложена валунными и песчаными пляжами. Самая обширная и глубокая котловина в губе Ярнышная называется бухтой Оскара; максимальные глубины здесь не превышают 20 м. Литораль морских бассейнов представлена плохо сортированным псефито-псамиовым материалом со значительной примесью алевритового и пелитового материала [*Смолькова, Мещеряков, 2023*].

Озеро Зеленецкое в раннем голоцене представляло собой морской залив, который впоследствии прошёл этап изоляции от моря. Примерно 9, 5 тысяч лет назад в этом бассейне начала преобладать озёрная седиментация; за этот период накопилось около 170 см озёрных отложений [*Митяев, 2014*].

Известно, что в настоящее время на Кольском п-ове отмечается глобальный линейный тренд повышения температуры воздуха (рис. 2), при этом изменение средних годовых значений температуры воздуха на ГМС Мурманск в линейном тренде составило 0,07°С за 10 лет [*Мещеряков и др., 2026*]. Таким образом, осадконакопление в последнем столетии происходит в условиях смягчения климата.

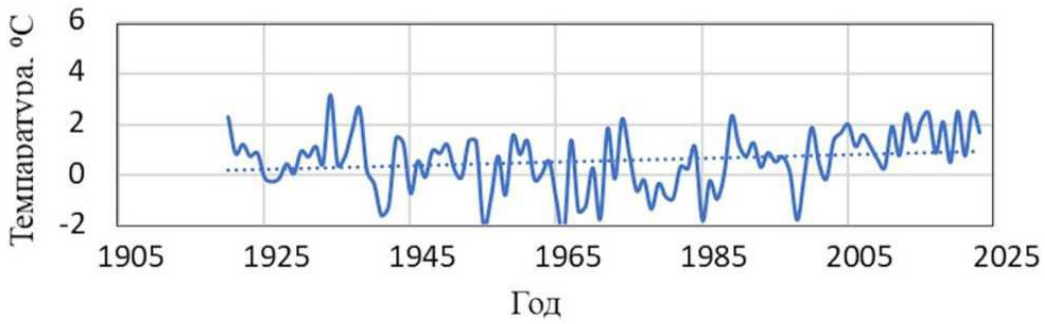


Рис. 2. Изменение средних годовых значений температуры воздуха на Кольском полуострове (ГМС Мурманск) [*Булыгина и др., 2025*].

Материалы и методы. Колонки озерных и морских отложений отбирали ударной трубкой ГОИН-1.5 в летний период с борта резиновой лодки ПВХ. Морскую седиментацию исследовали в 2023-2024 г [*Мещеряков и др., 2024; Пуговкин и др., 2025*], озерную – в 2025 г. В губе Ярнышной мощность вскрытой осадочной толщи составила 28 см на глубине пробоотбора 26 м, в губе Зеленецкой ― 31 см на глубине 13 м. Колонку озерных отложений мощностью 105 см отбирали в оз. Зеленецком с глубины 12 м.

Образцы для микробиологического анализа из заранее выбранных слоев колонок отбирали с помощью одноразового шприца (V = 10 см^3) сразу после извлечения вкладыша с донными отложениями из трубки ГОИН-1.5 с соблюдением правил асептики. Чтобы избежать дополнительной контаминации исследуемого материала от стенок вкладыша, извлечение материала проводили из сердцевины вскрытой колонки. В колонке из Зеленецкой губы материал отбирали в слоях 4—8, 14—18, 26—31 см, в колонке из Ярнышной губы — в слоях 2—6, 12—16 и 22—26 см. После этого для определения возраста осадочных слоев колонку разрезали на слои с дискретностью по 2 см [*Пуговкин и др., 2025*]. Микробиологические исследования проводили с использованием культуральных и оптических методов. Пробы отбирали и обрабатывали с соблюдением правил асептики на сезонной биостанции ММБИ РАН.

Хронологию скорости современного осадконакопления и возраст слоев донных отложений в исследуемых колонках рассчитывали изотопным методом по избыточному ^{210}Pb [*Appleby, 1986; Sanchez-Cabeza, Ruiz-Fernández, 2012*], гранулометрический анализ и

его интерпретацию — по общепринятым методикам [*Безруков, Лисицын, 1960; Андреева, Липина, 1999*]; с рядом методических дополнений [*Meshcheriakov, 2025*].

Результаты и обсуждение. *Темпы осадконакопления в морских бассейнах.* Согласно датированию по избыточному ^{210}Pb исследуемая толща морских отложений губ Зеленецкой и Ярнышной мощностью 28-31 см представлена молодыми осадками, сформировавшимися с начала XIX в. по первую четверть XXI в. [*Пуговкин и др., 2025*].

Темпы седиментации в губе Зеленецкой в конце XIX в. составляли приблизительно 0,7 мм/год В XX-XXI веках они увеличились в среднем до 1,5 мм/год [*Мещеряков и др., 2024*]. В губе Ярнышная отмечается схожая тенденция увеличения с 1,1 мм/год до 1,8 мм/год. В целом, темпы морской седиментации с МЛП возросли не более чем в два раза, а с учетом погрешности измерения и возможной компакции отложений (до 10%) это значение может быть ещё меньше. Так или иначе, данная динамика седиментации выглядит крайне умеренной на фоне краевых бассейнов Европейской Арктики, таких как архипелаг Шпицберген, где скорость осадконакопления увеличилась на порядок.

Темпы осадконакопления в озерном бассейне. Геохронологический анализ, выполненный *по* избыточному ^{210}Pb, показал, что верхняя толща отложений (0-5 см) озера Зеленецкого представлена молодыми осадками ~56 лет. Рассчитанная средняя скорость седиментации составляет 0,8 мм/год. Полученное значение хорошо согласуется со средними темпами в озерах Кольского полуострова [*Озёра города Мурманска…, 2023*]. По профилю колонки от 0 до 100 см масса сухого осадочного вещества и количество органики варьируют в узком диапазоне (1-2 г в см отложений), тогда как в подошве колонки (слой 100-105 см) масса осадочного вещества увеличивается в 8,2 раза, а органика (по косвенному показателю потерь при прокаливании) уменьшается в 3-5 раз, что свидетельствует об уплотнении осадочной толщи.

Для сопоставимого по морфометрии и водосбору озера Портубол [*Slukovskii et al., 2025*] находящимся на северо-западе Кольского п-ова, несмотря на климатические флуктуации последних столетий темпы озёрной седиментации оставались на одном уровне Принимая стабильность скорости осадконакопления в оз. Зеленецком, аналогично оз. Портлубол, мы экстраполировали полученные темпы на поздний голоцен и датировали начало формирования вскрытой толщи 1250 г. Данная оценка является приблизительной и не учитывает уменьшение мощности слоев вследствие уплотнения (компакции) донных отложений.

О степени уплотнения отложений косвенно свидетельствуют их физические свойства: алеврито-пелитовый гранулометрический состав, плавное снижение влажности с 90% (0–5 см) до 75% (95–100 см) по разрезу и однородное распределение сухой массы (~ 1-2 г) в интервале 0–100 см. Указанные параметры позволяют предположить, что эффект уплотнения для данной части разреза был ограниченным. Количественная оценка компакции в оз. Зеленецкое требует отдельного детального исследования, однако имеющиеся данные уверенно указывают на то, что мощность отложений уменьшилась в результате этого процесса не менее чем на 10%. Таким образом, реальный возраст подошвы вскрытой толщи является более древним и составляет не менее 1375 лет.

Микробиологические сообщества в морских бассейнах. Работы, проведенные в губах Ярнышная и Зеленецкая показали уменьшение количественных показателей от поверхности донных отложений в глубокие слои [*Пуговкин и др., 2025*]. При этом отмечалось увеличение плотности грунта и возрастание доли алевритовых и пелитовх фракций (уже к глубине 30 см донного осадка), значительно затрудняющих аэрацию более глубоких слоев донных отложений.

Микробиологические сообщества в озерном бассейне. В вертикальном профиле донного осадка от слоя 0-5 см. к слою 100-105 см. отмечалось увеличение общей численности бактерий. Численность культивируемых бактерий распределяется в исследуемой толще осадка неравномерно. Доля культивируемых бактерий от общей численности во всех исследуемых слоях керна не превышала 0,0005 %.

Бактериальная биомасса также распределена неравномерно. При этом в слое донных отложений 100-105 см, одновременно с увеличением общей численности бактериальных клеток, отмечено снижение бактериальной биомассы относительно вышеописанных слоев. Снижение биомассы при увеличении общей численности бактерий объясняется уменьшением среднего объема бактериальных клеток в сообществах.

Неравномерное распределение количества культивируемых бактерий, биомассы и среднего объема клеток может свидетельствовать о неравномерном распределении доступного для микробного окисления органического вещества в толще донного осадка.

Отдельно следует отметить, что из донных отложений губы Зеленецкой, которая в последние годы подвержена антропогенной нагрузке за счет туристического потока, нами были выделены углеводородокисляющие бактерии. Данная группа микроорганизмов была обнаружена нами во всех слоях донного осадка губы Зеленецкой, кроме поверхностного [*Пуговкин и др., 2025*]. Интересным являлся тот факт, что они были отмечены в слоях, датируемых периодом до активного хозяйственного освоения губы. Это позволило сделать предположение, что отдельные фракции нефтепродуктов способны проникать на значительную глубину донного осадка, создавая дополнительный субстрат для некоторых гетеротрофных микроорганизмов. Из отложений озера Зеленецкого и губы Ярнышной углеводородокисляющих микроорганизмов выделено не было.

Выводы. Таким образом, учитывая ограниченную доступность осадочного материала и низкий потенциал для его мобилизации в пределах бассейнов Кольского полуострова, седиментация в бассейнах Восточного Мурмана является относительно устойчивой к климатическим колебаниям системой, что позволяет экстраполировать полученные значения последних столетий для более ранних периодов, в частности для позднего голоцена. Темпы осадконакопления в морских и озерных бассейнах Восточного Мурмана сопоставимы. Скорость озёрной седиментации составляет приблизительно 0,8 мм/год, морской – 0,7-1,1 мм/год.

Количественные характеристики микробных отложений как в морских, так и пресноводных водоемах могут значительно различаться, как в пределах одного биотопа, так и между ними. При этом, если в морских биотопах, в целом, наблюдалось снижение всех исследуемых показателей с глубиной в вертикальном профиле, то в озере Зеленецком, для общей численности бактерий, наблюдалась обратная картина, а остальные показатели распределены неравномерно.

Финансирование. Работа выполгнена в рамках гранта РНФ № 22-17-00243-П «Радиационная океанология и геоэкология прибрежного шельфа Баренцева и Белого морей. Биокосные взаимодействия в системе: донные отложения - вода - макроводоросли - микроорганизмы, их роль в ремедиации морской прибрежной экосистемы при радиационном и химическом загрязнении в условиях Арктики».

ЛИТЕРАТУРА

Андреева И.А., Лапина Н.Н. Методика гранулометрического анализа донных осадков Мирового океана и геологическая интерпретация результатов лабораторного изучения вещественного состава осадков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. 45 с.

Безруков П.Л., Лисицын А.П. Классификация осадков современных морских водоемов // Геологические исследования в дальневосточных морях. Труды Института океанологии. 1960. Т. 32. С. 4–14

Биологическая продуктивность северных озер. Том.2, Озера Зеленецкое и Акулькино. Труды зоологического института. Т. LVII. Изд-во «Наука», 1975, 182 с.

Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т. и др. Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России // Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621485. [Электронный ресурс]. URL: http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных (дата обращения: 2025 г).

Мещеряков Н.И., Намятов А.А., Усягина И.С., Иванова Н.С. Матишов Г.Г. Динамика седиментации в заливах Европейской Арктики от Малого ледникового периода до современности: сравнительный анализ акваторий арх. Шпицбергена и Кольского полуострова в условиях влияния атлантических вод // Арктика: экология и экономика. 2026, (принята к печати).

Митяев М.В. Мурманское побережье (геолого-геоморфологические и климатические особенности, современные геологические процессы) / отв. Ред. Л.Г. Павлова; Мурман.мор.биол. ин-т Кольского науч. Центра РАН. Апатиты : Изд. КНЦ РАН, 2014. 226 с.

Озёра города Мурманска: гидрологические, гидрохимические и гидробиологические особенности : монография / З. И. Слуковский, Д. Б. Денисов, В. А. Даувальтер [и др.] ; научный редактор Т. И. Моисеенко. Апатиты : Изд-во ФИЦ КНЦ РАН, 2023. 174 с.

Смолькова О. В., Мещеряков Н. И. Двустворчатый моллюск Mya arenaria Linnaeus 1758 (Myidae) на мелководных участках губ Зеленецкая и Ярнышная Баренцева моря: особенности аллометрического роста / // Зоологический журнал. 2023. Т. 102. № 2. С. 141-152. doi: 10.31857/S0044513423010099

Appleby P.G. ^{210}Pb dating by low-background gamma // Hydrobiologia. 1986. Vol. 43. P. 21-27. doi: 10.1007/BF00026640

Meshcheriakov N.I. Influence of Climate Change on Sedimentation Processes of the Spitsbergen Archipelago in the Late Holocene (by the Example of the Little Ice Age and Modern Warming) // Stratigraphy and Geological Correlation. 2025. Vol. 33. No. 6. P. 768-782. doi:10.1134/S0869593825700315

Slukovskii Z.I., Dauvalter V.A., Meshcheriakov N.I. et al. Anomalous Concentrations of Molybdenum in Modern Sediments of the Background Lake in the Arctic (Murmansk Region) // Doklady Earth Sciences. 2025. Vol. 520, 31. doi:10.1134/S1028334X24605121

Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernández A.C., ^{210}Pb sediment radiochronology: an integrated formulation and classification of dating models // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012. Vol. 82, P. 183–200. doi: 10.1016/j.gca.2010.12.024

LAKE AND MARINE SEDIMENTATION IN THE EASTERN MURMAN AREA DURING THE LATE HOLOCENE: GEOCHRONOLOGICAL, CLIMATIC AND MICROBIOLOGICAL ASPECTS

Meshcheryakov N.I., Pugovkin D.V., Usyagina I.S., Ivanova N.S., Venger M.P.

Murmansk Marine Biological Institute of the Russian Academy of Sciences, Murmansk, Russia

This paper presents the results of field studies conducted during the MMBI RAS expedition season of 2024-2025 in the area of the Dalnie Zelentsy settlement (coast of the Kola Peninsula). Previously known data are summarized and new materials characterizing the formation processes of marine and lake deposits under modern climate change are presented. The rates of marine and lake sedimentation over the past millennium are assessed and compared. Primary data on the vertical distribution of bacterial communities throughout the Late Holocene marine and lake sediments are presented, revealing new potential prospects for paleoecological and paleoclimatic reconstructions.

Keywords: *Bottom sediments, geochronology, Kola Peninsula, bacterial communities, Late Holocene*

REFERENCES:

Andreeva I.A., Lapina, N.N. Metodika granulomet-richeskogo analiza donnykh osadkov Mirovogo okeana i geolog-icheskaya interpretatsiya rezul’tatov laboratornogo izucheniyaveshchestvennogo sostava osadkov (Method for the Grain-Size Analysis of Ocean Bottom Sediments of the World andGeological Interpretation of Results from Laboratory Study of the Composition of Sediments), St. Petersburg: VNII-Okeangeologiya, 1998. (in Russian).

Bezrukov P.L., Lisitsyn A.P. Classification of the bot-tom sediments in the modern water basins, in Geologiches-kie issledovaniya v dal’nevostochnykh moryakh. Trudy Inst.okeanol. (Geographical Studies

of the Shelf of the Far Eastern Seas. Trans. Inst. Oceanol. Russ. Acad. Sci), 1960. Vol. 32. P. 4–14. (in Russian).

Biological Productivity of Northern Lakes. Vol. 2, Lakes Zelenetskoye and Akul'kino. Proceedings of the Zoological Institute. Vol. LVII. "Nauka" Publishing House, 1975, 182 p. (in Russian).

Meshcheriakov N.I., Namyatov A.A., Usyagina I.S., Ivanova N.S., Matishov G.G. Sedimentation Dynamics in the Bays of the European Arctic from the Little Ice Age to the Present: A Comparative Analysis of the Waters of the Svalbard Archipelago and the Kola Peninsula under the Influence of Atlantic Waters // Arktika: Ekologiya i Ekonomika (Arctic: Ecology and Economy). 2026. (in press).

Mityaev M.V. The Murman Coast (Geological, Geomorphological and Climatic Features, Modern Geological Processes) / Ed. by L.G. Pavlova; Murmansk Marine Biological Institute of the Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences. Apatity : KSC RAS Publishing House, 2014. 226 p. (in Russian).

Lakes of the City of Murmansk: Hydrological, Hydrochemical and Hydrobiological Features: Monograph / Z. I. Slukovsky, D. B. Denisov, V. A. Dauvalter [et al.]; scientific editor T. I. Moiseenko. — Apatity : FRC KSC RAS Publishing House, 2023. 174 p. [in Russian].

Smolkova O.V., Meshcheryakov N.I. The Soft-Shell Clam (*Mya arenaria* Linnaeus 1758 (Myidae)) in Shallow Waters of Zelenetskaya and Yarnyshnaya Inlets of the Barents Sea: Allometric Growth // Biol Bull Russ Acad Sci. 2023. Vol. 50. P. 1811–1822. doi:10.1134/S1062359023080289

Appleby P.G. ^{210}Pb dating by low-background gamma // Hydrobiologia. 1986. Vol. 43. P. 21-27. doi: 10.1007/BF00026640

Meshcheriakov N.I. Influence of Climate Change on Sedimentation Processes of the Spitsbergen Archipelago in the Late Holocene (by the Example of the Little Ice Age and Modern Warming) // Stratigraphy and Geological Correlation. 2025. Vol. 33. No. 6. P. 768-782. doi:10.1134/S0869593825700315

Slukovskii Z.I., Dauvalter V.A., Meshcheriakov N.I. et al. Anomalous Concentrations of Molybdenum in Modern Sediments of the Background Lake in the Arctic (Murmansk Region) // Doklady Earth Sciences. 2025. Vol. 520, 31. doi:10.1134/S1028334X24605121

Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernández A.C., ^{210}Pb sediment radiochronology: an integrated formulation and classification of dating models // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2012. Vol. 82, P. 183–200. doi: 10.1016/j.gca.2010.12.024

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-128-134

КОМПЛЕКСЫ МОРСКИХ ТЕРРАС И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОГО ВОЗРАСТА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН (ПОЛУОСТРОВОВ МИТРЫ, БРЁГГЕРА) И ОБЛАСТЕЙ ВНУТРЕННИХ ФИОРДОВ (КРОСС-ФИОРД, КОНГС-ФИОРД)

✉ *Окунев А.С.[1], Бердинских Д.В. [2,3], Гусев Е.А. [1], Соловьева Д.А. [3]*

[1] ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия,;
[2] СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
[3] ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия
✉ *geoalex26@gmail.com*

Представлены результаты полевых исследований рельефа и четвертичных отложений 2025 г. на западном побережье полуострова Митра, в северной и северно-западной части полуострова Брёггер, а также в районах Конгс-фиорда и Кросс-фиорда. Морские осадки возрастом, предположительно, около 125 тыс.л.н. были изучены и опробованы на северо-западе полуострова Брёггер в одном из ключевых разрезов для архипелага Шпицберген. Результаты ОСЛ датирования этих проб позволят уточнить время формирования отложений. Морские образования возрастом от 60 до 290 тыс. л.н. были изучены на террасах высоких уровней (45-80 м) полуострова Брёггер. В центральной части равнины Конгсфиордхаллет рассмотрены боковые морены ледника, который занимал Конгс-фиорд во время последнего ледникового максимума. Изучение террасовых уровней и морских осадков, предположительно, поздненеоплейстоценового – раннеголоценового возраста, позволило выявить, что верхний уровень послеледниковой трансгрессии в пределах района изменяется от 21 до 44 м, что частично связано с блоковой тектоникой и разной скоростью гляциоизостатической компенсации при дегляции архипелага. На равнине Дисетлетта (западное побережье полуострова Митра) найдено крупное обнажение песков с раковинами моллюсков, мощностью до 8 м. В районах полуостровов Митра и Брёггер изучены континентальные отложения, представленные озерными осадками и торфами, вероятно, средне- и поздне-голоценового возраста. Материалы, полученные по морским отложениям и террасовым комплексам, позволят детализировать палеогеографические реконструкции для неоплейстоцена и раннего голоцена, а континентальные образования дадут важную палеогеографическую информацию по среднему и позднему голоцену в изученном районе.

Ключевые слова: *архипелаг Шпицберген, четвертичные отложения, неоплейстоцен, голоцен, изменения уровня моря, комплексы морских террас*

В полевом сезоне 2025 года специалистами ФГБУ «ВНИИОкеангеология» были продолжены работы по изучению рельефа и четвертичных отложений архипелага Шпицберген. Работы проводились совместно с сотрудниками ФГБУ «ААНИИ» в рамках проекта по геологическому доизучению площадей Конгс-фиорда и Кросс-фиорда: Research in Svalbard Project 11897 “Geological mapping of Kongsfjorden and Krossfjorden areas (sheets A6, A7, A8) in a scale 1: 100 000 (Oskar II Land, Albert I Land) (Geological mapping of Kongsfjorden and Krossfjorden areas)” и охватывали полуостров Митра (равнина Дисетлетта), полуостров Брёггер (равнины Квадехукслетта и Киерстранда), а также равнины Кроссфиордфлюа и Конгсфиордхаллет (рис. 1).

В ходе маршрутов фиксировались отдельные формы и элементы рельефа, их морфология и предположительный генезис, проводилось литологическое описание слагающего и перекрывающего материала. Особое внимание уделялось изучению морских террасовых уровней, которые представлены комплексами аккумулятивно-абразионных, абразионных, реже абразионно-аккумулятивных террас.

Изучение морских и континентальных четвертичных отложений осуществлялось в естественных обнажениях и включало в себя подготовку (заложение расчисток), последовательное описание, с определением гранулометрического состава, цвета,

характера залегания слагающего материала, контактов с перекрывающими и подстилающими пачками, высотные отметки границ выделенных горизонтов; и отбор образцов на различные виды анализов: определение абсолютного возраста - радиоуглеродное, уран-ториевое и оптически стимулируемое люминесцентное (ОСЛ) датирование, диатомовый, микрофаунистический (в том числе фораминиферовый), спорово-пыльцевой, малакофаунистический анализы и др.).

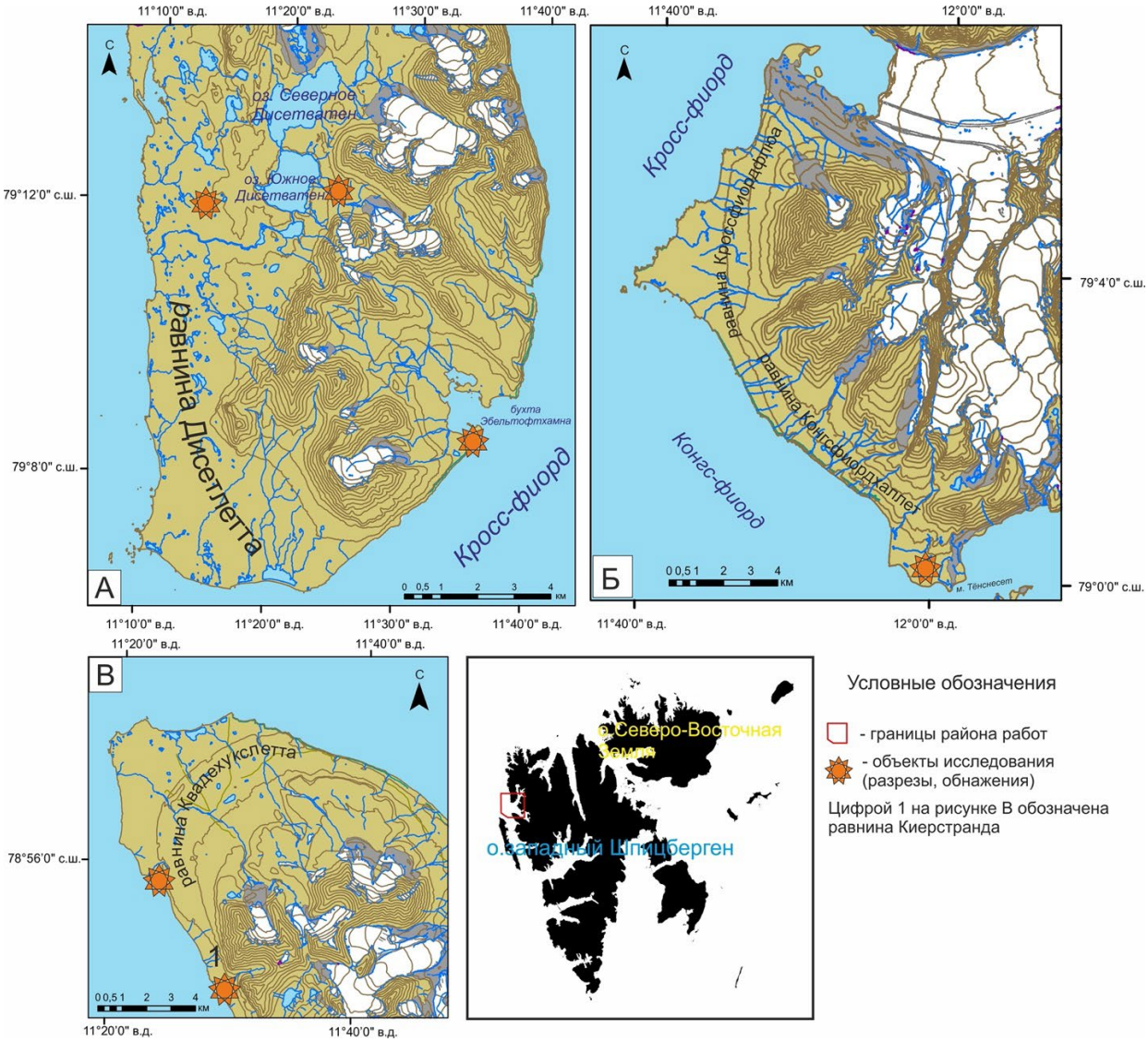


Рис 1. Районы исследований в 2025 г. на арх. Шпицберген: А - полуостров Митра, Б - равнины Кроссфиордфлюа и Конгсфиордхаллет, В - полуостров Брёггер

Район полуострова Митры на западе представляет собой широкую и протяженную абразионную равнину. В рельефе хорошо выражен только аккумулятивно-абразионный морской террасовый уровень - 20-21 метров над уровнем моря (м над у.м.), сложенный преимущественно грубым гравийно-галечным материалом, мощностью до 1 м, с редкими включениями обломков раковин моллюсков. Согласно опубликованным данным [*Forman, 1990*] он сопоставим с верхним уровнем поздненеоплейстоценовой – раннеголоценовой трансгрессии.

Морские отложения на более низких гипсометрических уровнях здесь встречаются фрагментарно и представлены в основном грубыми гравийниками и галечниками. На севере равнины Дисетлетта, в 1 км от побережья, обнажаются пески разной крупности с линзами алевритов и включениями детрита раковин моллюсков, слагающие основание террасового уровня 12 м над у. м.. В районе восточного побережья озера Южное

Дисетватнет, расположен крупный останец, сложенный песками параллельной, переходящей в волнистую и косую слоистости. Пески, видимой мощностью до 8 м, содержат прослои и клинья алевритов и включения раковин моллюсков *Hiatella arctica* (Linnaeus), *Mya truncata* (Linnaeus), Astarte sp. Верхняя часть этого обнажения перекрыта плащом современных водно-ледниковых отложений, представленных гравийно-галечными разностями. В береговых обрывах высотой 20-25 метров на восточном побережье полуострова Митра, южнее бухты Эбельтофтхамна, обнажаются морские отложения, сложенные в верхней части косыми сериями гальки и гравия с включением валунов восточного падения, которые в нижней части постепенно сменяются хорошо сортированными песками с мелкими обломками раковин моллюсков *Hiatella arctica* (Linnaeus), *Mya truncata* (Linnaeus). Мощность четвертичных отложений здесь достигает 12-13м.

Из описанных в ходе работы континентальных отложений для реконструкции средне- и позднеголоценовых изменений природной среды наиболее перспективным здесь является обнажение озерных осадков, обнаруженное на западе полуострова Митра. Отложения спущенного ныне палеоводоема представлены глинами и мелкозернистыми песками, мощность до 1,5м.

В северной части полуострова Брёггер, приморской равнине Квадехукслетта, выделен комплекс морских террас уровней: 18–20 м, 23–25 м, 30–32 м, 37–38 м, 45–46 м, 52–55 м, 62–65 м, 75–77 м, 78-80 м. По результатам аминокислотного датирования раковин моллюсков с различных высот [*Forman et al., 1984*] ранее было выявлено, что отложения на высотных отметках 45-55 м и 55-80 м над у. м. накапливались в пределах возрастных интервалов 60-160 тысяч лет назад (тыс.л.н.) и 130-290 тыс.л.н. соответственно и затем, после деградации оледенения последнего ледникового максимума, были подняты на современные высоты. Морфологические элементы морских террас высоких уровней в наши дни сильно преобразованы эрозионными и солифлюкционными процессами. Террасовые уровни высотой до 45 м над у.м. формировались в раннем голоцене. Они представлены аккумулятивно-абразионными террасами, сложенными гравийниками, галечниками и грубозернистыми песками с включениями обломков раковин моллюсков, перекрывающими коренные породы. Мощность четвертичных отложений здесь до 2 м.

В северо-западной части полуострова, вдоль восточного побережья пролива Форлансунд, протянулось крупное обнажение четвертичных отложений. В 30-метровых обрывах здесь последовательно вскрываются косые серии гравийников и галечников с песчаными прослоями, включающими обломки раковин моллюсков. В средней части обнажения материал становится более грубым: при переходе к горизонтально слоистым толщам появляются валуны, глыбы и крупные гальки. Ближе к основанию обнажения залегают пачки песков, с единичными включениями валунов и гальки, которые переслаиваются с гравийно-галечными толщами. Характерной особенностью разреза является выклинивание по простиранию мощного (до 1,5-2м) горизонта коричневатых алевритов, содержащих целые раковины *Hiatella arctica* (Linnaeus). В прошлом это обнажение уже изучалось как советскими [Troitsky et al, 1979], так и зарубежными исследователями [*Miller et al, 1989*]. По результатам этих работ было выяснено, что средняя часть разреза сформировалась около 70 тыс. л.н., а толща алевритов имеет возраст, сопоставимый с Эемским межледниковьем.

Подробное описание морских отложений в юго-западной части полуострова Брёггер, включающее в себя их микрофаунистическую характеристику, впервые было приведено в работах советских геологов (*Семевский Д.В., Шкатов Е.П. 1965 г.: Четвертичные отложения и геоморфология отдельных районов архипелага Шпицберген, фонды ВНИИОкеангеология*) в 1965 г.

В западной части полуострова на высотах от 35 до 27-25 над у. м. были обнаружены и изучены биогенные отложения, представленные плохоразложившимися гипновыми

торфяниками, мощностью от 0.4 до 1м. По своему строению, степени разложения и мощности они очень близки к таким же образованиям, развитым на восточном побережье полуострова. Там, время накопления торфов датируется концом среднего голоцена [*Knaap, 1988*].

Равнины Конгсфиордхаллет и Кроссфиордфлюа сравнительно узкой полосой протягиваются вдоль побережий внутренних фиордов. Их поверхность осложнена комплексом морских террас следующих уровней: 3–5 м, 8–10 м, 12–14 м, 15–16 м, 20–22 м, 24–26 м, 27–29 м, 30–32 м, 34–36 м и 40–42м над у.м.. Террасы 34–36 м на севере и северо-западе и 40–42м над у.м. на юго-востоке района, вероятно, отражают максимум поздненеоплейстоценовой – раннеголоценовой трансгрессии и различие в скорости гляциоизостатической компенсации по мере дегляциации фьордов и побережий архипелага.

Выше комплекса морских террас развит грядово-холмистый рельеф, представляющий собой чередование субгоризонтальных площадок разделенных сравнительно ровными, западинными участками. На поверхности встречаются крупные валуны, наблюдаются каналы стока. Четвертичные отложения здесь представлены грубым, плохоокатанным материалом. Вероятно, данные формы являются боковой мореной ледника, занимающего Конгс-фиорд в позднем неоплейстоцене [Henriksen et al., 2013]. По мере дегляции морена была сильно переработана водно-ледниковыми потоками, что отразилось на характере форм и особенностях слагающего материала.

Морские террасы низких уровней (3–5 м) средне-голоценового возраста встречаются только на юго-востоке равнины Конгсфиордхаллет, вблизи мыса Тёнснесет. Здесь они сложены в основном гравием и галькой с включением раковин *Mytilus edulis* (Linnaeus) и *Balanus Balanus* (Linnaeus) *in situ.*

В пределах равнин изменяется мощность и разнообразие четвертичных отложений. Маломощные, монотонные, косые, гравийно-галечные серии северо-запада меняются на 20-метровые, разнофациальные отложения юго-восточной, центральной части. Именно в этой области равнины расположен ключевой разрез, изученный зарубежными исследователями [*Alexanderson et al., 2018, Houmark-Nielsen et al., 1999*]. Он сложен отложениями ледникового, морского и аллювиального генезиса. По причине хорошей изученности данного обнажения его подробное описание во время полевых работ не проводилось.

Из наиболее перспективных обнажений, сложенных морскими осадками, были отобраны образцы на микропалеонтологический, малакофаунистический анализы, радиоуглеродное, уран-ториевое и ОСЛ- датирование для уточнения палеоэкологических условий и времени их формирования.

Озерные и болотные отложения были отобраны для проведения радиоуглеродного, спорово-пыльцевого и диатомового анализа, а также измерения изменений содержания общего органического углерода (TOC).

Таким образом, район исследования отличается сложным строением покрова четвертичных отложений. На равнине Конгсфиорддхаллет расположен один из ключевых разрезов для о. Западного Шпицбергена, в основании которого вскрываются отложения возрастом около 195 тысяч лет [*Alexanderson et al., 2018*].

На северо-западной части полуострова Брёггера залегают морские и ледниково-морские отложения возрастом от ~125 тыс. л. н (сопоставимым с Эемским межледниковьем) до ~70 тыс. л. н. Из нижней части разреза здесь впервые были отобраны образцы на ОСЛ–датирование, что в дальнейшем поможет скорректировать возраст формирования данных толщ.

Фрагменты маломощных морских осадков в пределах возрастных интервалов 60-160 тыс. л.н. и 130-290 тыс. л. н. ранее были описаны на высотных отметках 45-55 м и 55-80 м над у. м.. Результаты AMS-датирования отобранных в ходе работ раковин моллюсков,

подкрепленные данными фораминиферового анализа образцов с этих высотных уровней, позволят сузить возрастные рамки образования этих отложений.

Сильно перемытая талыми ледниковыми водами боковая морена последнего ледникового максимума была описана на равнине Конгсфиордхаллет выше предполагаемого верхнего морского уровня поздненеоплейстоценовой – раннеголоценовой трангрессии.

Послеледниковый «морской» этап осадконакопления в районе работ отражен в комплексах разноуровневых морских террас и отложениях, их слагающих. При этом, данные о поздненеоплейстоценовой – раннеголоценовой трансгрессии дискретны и часто не полностью отражают этот этап геологической истории. Результаты микрофаунистического анализа проб морских отложений позволят определить характер и динамику этой трансгрессии и выявить палеоэкологические условия, сопутствующие осадконакоплению. По особенностям распределения бентосных фораминиферовых сообществ будет установлен относительный возраст изученных осадков.

Переход от морских к континентальным условиям осадконакопления во многом контролировался положением уровня моря в районе. Его изменения частично могут определяться блоковой тектоникой [*Семевский, 1967*] и разной скоростью гляциоизостатической компенсации по мере общей дегляции территории в позднеоплейстоцен-раннеголоценовое время.

«Континентальный» этап осадконакопления среднего – позднего голоцена нашел свое отражение в болотных и озерных осадках. Изучение изменений состава диатомовых водорослей из отложений палеоводоема на полуострове Митра (равнина Дисетлетта), поможет понять особенности осадконакопления, реконструировать гидрологический режим и обозначить основные палеогеографические маркеры в его развитии. А спорово-пыльцевые спектры из торфяников полуострова Брёггера позволят реконструировать изменения в растительном покрове данного района в среднем - позднем голоцене.

ЛИТЕРАТУРА

Семевский Д.В. Неотектоника архипелага Шпицберген. Материалы по стратиграфии Шпицбергена, изд. НИИГА, 1967. С. 225-238

Alexanderson H., Henriksen M., Ryen H.T. et al. 200 ka of glacial events in NW Svalbard: an emergence cycle facies model and regional correlations // Arktos. 2018. Vol. 4, 1–25. doi:10.1007/s41063-018-0037-z

Forman S.L., Mann D.H., Miller G.H. Late Weichselian and Holocene Relative Sea-level History of Brøggerhalvøya, Spitsbergen // Quaternary Research. 1987. Vol. 27. P. 41-50. doi: 10.1016/0033-5894(87)90048-2

Forman S.L., Miller G.H. Time-dependent soil morphologies and pedogenic processes on raised beaches, Brøggerhalvøya, Spitsbergen, Svalbard archipelago // Arctic and Alpine Research. 1984. Vol. 16. Is. 4. P. 381-394. doi: 10.1080/00040851.1984.12004429

Forman S.L. Post-glacial relative sea-level history of northwestern Spitsbergen, Svalbard // Geological Society of America Bulletin. 1990. Vol. 102. Is. 11. P. 1580-1590. doi:10.1130/0016-7606(1990)102<1580:PGRSLH>2.3.CO;2

Henriksen M., Alexanderson H., Landvik J.Y., Linge H., Peterson G. Dynamics and retreat of the Late Weichselian Kongsfjorden ice stream, NW Svalbard // Quaternary Science Reviews. 2014. Vol. 92. P. 235-245. doi:10.1016/j.quascirev.2013.10.035

Houmark-Nielsen M, Funder S. Pleistocene stratigraphy of Kongsfjordhallet, Spitsbergen, Svalbard // Polar Research. 1999. Vol. 18. Is. 1. P. 39–49. doi: 10.3402/polar.v18i1.6557

Knaap W.O. A pollen diagram from Brøggerhalvøya, Spitsbergen: changes in vegetation and environment from ca. 4400 to CA. 800 BP // Arctic and Alpine Research. 1988. Vol. 20. No. 1. P. 106-116. doi: 10.1080/00040851.1988.12002656

Miller G.H., Sejrup H.P., Lehman S.J., Forman S.L. Glacial history and marine environmental change during the last interglacial-glacial cycle, western Spitsbergen, Svalbard // Boreas. 1989. Vol. 18. Is. 3. P. 273–296. doi: 10.1111/j.1502-3885.1989.tb00403.x

Troitsky L., Punning J., Hütt G., Rajamäe R. Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen // Boreas. 1979. Vol. 8. Is. 4. P. 401-407. doi: 10.1111/j.1502-3885.1979.tb00435.x

RAISED MARINE TERRACES AND FEATURES OF CONTINENTAL AND MARINE DEPOSITS OF THE NEOPLEISTOCENE-HOLOCENE AGE ON THE NORTH-WEST COAST OF THE SPITSBERGEN ARCHIPELAGO (MITRAHALVØYA, BRØGGERHALVØYA) AND INLAND FJORD AREAS (KONGSFJORDEN, KROSSFJORDEN)

Okunev A.S. [1], Berdinskykh D.V. [2,3], Gusev E.A. [1], Soloveva D.A. [3]

[1]VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia
[2]St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
[3] Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

The results of fieldwork research on relief and Quaternary sediments in the western coast of Mitrahalvøya, the north and north-west parts of Brøggerhalvøya and Kongsfjorden and Krossfjorden areas in 2025 are presented. Marine deposits estimated about 125 000 years were studied and tested in the north-west part of the Brøggerhalvøya, in one of the "key" site on Svalbard. Result OSL-dating will allow us to correct the time of formation of these deposits. Marine deposits 60-290 thousand years old have been studied on high-level terraces (45-80 meters) on Brøggerhalvoya. In the central part of the Kongsfjordhallet, lateral moraines from the glacier that covered Kongsfjorden during the Last Glacial Maximum were studied. Research into the raised marine terraces and their marine sediments, probably from Late Pleistocene - Early Holocene times, revealed that the upper limit of post-glacial transgression in the area varied between 21 and 44 meters, partly due to tectonic block movements and differing rates of glacio-isostatic compensation during deglaciation of the archipelago. A large section of sand with mollusc shells was found at Diesetsletta (western coast of Mitrahalvøya), with a thickness of about 8 meters. Continental deposits were studied on Mitrahalvøya and Brøggerhalvøya. They are represented by lake sediments and peat from the Middle and Late Holocene periods. Materials from marine deposits and raised marine terraces will allow for a detailed paleogeographic reconstruction of the Neopleistocene and Early Holocene, while continental deposits (lake sediments and peat) will provide important information about the Middle and Late Holocene in the studied area.

Keywords: *Svalbard, Quaternary sediments, Neopleistocene, Holocene, sea level changes, raised marine terraces*

REFERENCES:

Semevsky D.V. Neotectonic of Spitsbergen archipelago. Materials on stratigraphy of Spitsbergen, NIIGA, 1967. P. 225-238

Alexanderson H., Henriksen M., Ryen H.T. et al. 200 ka of glacial events in NW Svalbard: an emergence cycle facies model and regional correlations // Arktos. 2018. Vol. 4, 1–25. doi:10.1007/s41063-018-0037-z

Forman S.L., Mann D.H., Miller G.H. Late Weichselian and Holocene Relative Sea-level History of Brøggerhalvøya, Spitsbergen // Quaternary Research. 1987. Vol. 27. P. 41-50. doi: 10.1016/0033-5894(87)90048-2

Forman S.L., Miller G.H. Time-dependent soil morphologies and pedogenic processes on raised beaches, Brøggerhalvøya, Spitsbergen, Svalbard archipelago // Arctic and Alpine Research. 1984. Vol. 16. Is. 4. P. 381-394. doi: 10.1080/00040851.1984.12004429

Forman S.L. Post-glacial relative sea-level history of northwestern Spitsbergen, Svalbard // Geological Society of America Bulletin. 1990. Vol. 102. Is. 11. P. 1580-1590. doi:10.1130/0016-7606(1990)102<1580:PGRSLH>2.3.CO;2

Henriksen M., Alexanderson H., Landvik J.Y., Linge H., Peterson G. Dynamics and retreat of the Late Weichselian Kongsfjorden ice stream, NW Svalbard // Quaternary Science Reviews. 2014. Vol. 92. P. 235-245. doi:10.1016/j.quascirev.2013.10.035

Houmark-Nielsen M, Funder S. Pleistocene stratigraphy of Kongsfjordhallet, Spitsbergen, Svalbard // Polar Research. 1999. Vol. 18. Is. 1. P. 39–49. doi: 10.3402/polar.v18i1.6557

Knaap W.O. A pollen diagram from Brøggerhalvøya, Spitsbergen: changes in vegetation and environment from ca. 4400 to CA. 800 BP // Arctic and Alpine Research. 1988. Vol. 20. No. 1. P. 106-116. doi: 10.1080/00040851.1988.12002656

Miller G.H., Sejrup H.P., Lehman S.J., Forman S.L. Glacial history and marine environmental change during the last interglacial-glacial cycle, western Spitsbergen, Svalbard // Boreas. 1989. Vol. 18. Is. 3. P. 273–296. doi: 10.1111/j.1502-3885.1989.tb00403.x

Troitsky L., Punning J., Hütt G., Rajamäe R. Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen // Boreas. 1979. Vol. 8. Is. 4. P. 401-407. doi: 10.1111/j.1502-3885.1979.tb00435.x

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-135-145

ЛАЙСКИЙ ФЕНОМЕН: ЦИРТОДАРИЕВЫ СЛОИ В БОЛЬШЕЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЕ

✉ *Пергало П.Н.*

Без аффилиации, Санкт-Петербург, Россия
✉ *pietropergolo@mail.ru*

В статье изложены итоги зоологических исследований Большеземельской тундры в бассейнах Лаи и Колвы. На реке Лая найдены моллюски *Cyrtodaria jennisae*. Описаны два новых обнажения с многочисленной фауной вымерших видов морских моллюсков. Спустя без малого 50 лет, снова найдены вымершие моллюски «циртодариевых слоёв». Предлагается понятие эволюционной фазы, синхронизирующей адаптацию моллюсков к новым морским условиям. Время вымирания лагунных циртодарий в районе современной реки Лаи уточнило рубеж окончания роговской трансгрессии около 1,8 млн. лет назад. Соотношение фаз трансгрессии с разрезами позволяет учесть конвергенцию при установлении филогении моллюсков в отсутствие генетических следов. Датировки морских моллюсков с чопперами в интервале 2,58 - 1,5 млн. лет не подтверждают идею «африканской прародины человека». Более взвешенным кажется подход к проблеме на основе теории Поршнева и принципа конвергенции систем.

Ключевые слова: *река Лая, речная коса, терраса, чоппер, циртодарии*

Богатые находки следов пребывания древнего человека (чопперы) наряду с морскими раковинами, собранные летом 2024 г. на реке Харьяге, требовали поиска аналогов Хасырея [*Пергало, 2022*], а также слоёв с прижизненным положением фактуры вымерших древних видов. Полевой сезон 2025 г. ставил задачу вскрыть разрезы с фауной морских моллюсков, привязав их к орудиям из террас реки Хараяхи в районе старого карьера. С целью расширения географии находок был обследован участок реки Лая в 35 км от карьера 13 – он и принёс новые открытия.

Важно ещё раз подчеркнуть – архаичные каменные изделия Арктики относятся к первой фазе развития прямоходящих приматов в отсутствие ашельской фазы, представленной на юге Русской равнины новыми пунктами Донбасса, например [*Пергало, 2010*]. Причины этой лакуны связаны с резким похолоданием, что привело к смене биоты, где некрофаги семейства Троглодитида замыкали цепи питания в биоценозах [*Поршнев, 1974*] - на берегах арктических морей в позднем кайнозое. Причём, подвижность береговой линии шельфа в обе стороны насытила морские слои остатками жизнедеятельности нордопитеков, как в случае с карьером Хасырей [*Пергало, 2022*]. Тафоценозы такого плана заданы нестабильностью шельфа внутри каждой из фаз общего морского ритма за счёт разности рельефа, но прежде всего из-за тектонических подвижек, что прослежено по многим разрезам в тундре: от реки Море-Ю до верховьев реки Лаи.

В ходе разведки было отобрано 14 проб раковин морских моллюсков с берегов рек Хараяха, Лёк-Хараяха и Лая у моста нового участка трассы Усинск – Нарьян-Мар. В сборах оказалось 553 раковины, замка и обломка, относящихся к 20 видам - новыми для региона являются: известные сейчас моллюски *Serripes groenlandicus* (Mohr, 1786), *Euspira* sp. и *Chlamys islandicus* (Muller, 1776) (здесь и далее определения моллюсков – А.В. Крылов, ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург). Что касается вымершей *Cyrtodaria* ex. gr. *angusta* (Nyst et Westendorp, 1843), её остатки уже были найдены на Харьяге и Хасырее [*Пергало, 2022*]. Неожиданной выглядит находка тонких раковин исландского гребешка - на фоне мощных «циртодариевых слоёв» в обнажении Лая-1, и особенно на косе Лая-2 в 1 км ниже по течению, где найдены раковины *Cyrtodaria jennisae*. Здесь же обнаружены замки второго вымершего руководящего вида - *Mya pullus* (Sowerby, 1826), что позволило отнести комплекс к гелазию, лежащему на грани плиоцена

и антропогена, то есть - к роговской свите в местном составе видов и близких фаций, с высотами от 0 до 130 м. В то же время, маркер вымирания циртодарий в лагуне Лаи уточнил возрастные границы роговской свиты в районе 1,8 млн. лет.



Рис.1. Универсальное конвергентное рубило для дробления костей всех типов: Х-31 к пробе 8.

Сборы раковин сопровождал отбор лучших образцов орудий, среди которых стоит выделить и классические чопперы, и орудия с нуклевидными сколами (НС), которые вместе с квази-ядрами без «преднамеренных» площадок скалывания (ППС) образуют спектр форм в поле «первичной обработки». Наконец, был найден и аналог рубил-мегалитов Ашрафьяна из Дружковки до 0,6 м длиной со скошенной пяткой [*Пергало, 2010*]. Конусовидное рубило-пробойник для слоновьих черепов отличает тонкая обработка сферы с зонами забитости на боковых гранях, отразивших и дробление трубчатых костей. Разная патина на сколах отметила начало и конец ритма: прилив и отлив, как в карьере Хасырей-20 (рис. 1). Яркий инстинкт «восстановления симметрии» воплотил небольшой «пик», оббивка правой стороны которого имитирует естественный скол слева лишь «за счёт неодолимой силы подражания», как писал гениальный русский антрополог [*Поршнев, 1974*]. И этот тип не является узкоспециализированным: такой формой дробили кости, сдирая остатки мяса, а настоящие скрёбла появляются на ашельской фазе. Хотя это унифас, обработка коснулась уже подошвы – это длинный скол на условном брюшке. Все эти признаки отличают древнейшие этапы эволюции галечных форм задолго до образования пучка нуклеус – отщепы, выделенного Льюисом Лики в ущелье Олдувае на ряде сомнительных квази-ядер с НС и 33-х воображаемых типов. Вынужденно введенный термин «орудие-нуклеус» также не спас историков, далёких от зоологических реалий - с подменами обезьян «людьми».



Рис. 2. Крашер-скребло как «пик» с боковым лезвием – галечник 1 террасы у косы Х-9, к пробе 11.

Задача исследования - апробировать характер концепции «африканской прародины людей», т.е. особых двуногих обезьян по Лавджою независимо от того, применяли ли они камни или нет – к последним относятся парантропы Африки и другие заместители гиен [*Поршнев, 1974*]. Это удалось через набор конвергентных форм 1-го этапа. При этом относительные даты орудий «по моллюскам» ценны при взаимной корреляции – при всём формальном значении до масштабных раскопок в ключе строго зоологических

исследований. И ещё одно наблюдение, что роднит изучение малакофауны с археологиеческими исследованиями: долгие годы зарубежные гранты в пользу ледниковой теории купировали открытия чопперов Арктики одновременно с описанием опорных разрезов с морскими моллюсками. Интересным было изучение белого пятна, скрывшего связь между тундрой и Костёнками - центром генезиса Человека. И только сейчас новые открытия в Большеземельской тундре стирают область неизвестного.

Основные сборы раковин морских моллюсков были проведены в Бассейне Лаи. От долины Хараяхи Лаю отделяет водораздельная гряда высотой 140-208 м – местами Лая образует откосы 5-25 м, а также глубокие каньоны (приток Серчейю). И эта река не была исследована антропологами, а из геологов здесь бывали совсем немногие, изучая береговые обнажения «ледникового периода» - не старше неоплейстоцена [*Андреичева, Судакова, 2014*], начало которого не отвечает ни одному заметному событию: внутри фазы ашель смены фаунистических комплексов не видно - до фазы 3 (палеоантропов). Правый берег Лаи изрезан притоками, что несли массу песка – отсюда старые и новые карьеры вдоль всего русла. Эти пески получили генетическую интерпретацию – вот подпись к рис. 8 в работе [*Андреичева, 2007*]: «Косослоистые перигляциально-аллювиальные лайские пески…». Хотя они не описаны в статье, пески явно морские: в 25-метровом обрыве Лая-3 косой слоистости почти не видно, зато она обнаружена выше в 6-метровом обнажении Лая-1. В левой части разреза чёткая граница несогласия делит флексуры различных типов, что говорит о тектонических дислокациях - на фоне вторичных, эрозионно-оползневых, изменений: возможно, такая структура фиксирует начало опускания террасы. В разрезе нет раковин моллюсков: они появляются правей, где слоистость с линзами гравия позволяют реконструировать мелководный пляж с переходами к большим глубинам. Похожие слои на реке Сопчаю не имеют руководящих видов роговской трансгрессии - в отличие от Пай-Хоя, на Лае найдены вымершие виды *Mya pullus* и *Cyrtodaria* ex. gr. *angusta*, а также новую форму – все фоссилии залегают в лагунных отложениях роговской свиты уже в регрессивной фазе, что отражено в степени сохранности моллюсков. И вот, первый же подход к разрезу выше моста выявил остатки вымерших руководящих видов, что затем повторилось на косе.



Рис. 3. Места сбора проб на реке Лая у с песчаного карьера; коса Лая-2 впереди справа внизу - на фоне обнажения Лая-3, где виден лишь 1 прослой гравия в виде небольшой линзы (к пробе 5).



Рис. 4. Разрез ЛАЯ-1 выше моста - около 500 м; в центре обломки раковин в гравии на склоне правой части обнажения. Высота берега 80 м - координаты: 67.298982, 55.966092.

Раковины разреза Лая-1 можно разделить на 3 группы: гребешки, крепкие белые обломки двустворок с замками, а также сильно изменённые фрагменты, обнаруженные в песчаном комке зеленовато-бурого цвета, выпавшем из слоя сверху позже других (образец 6). При увеличении оказалось, что морской зеленоватый песок сложен окатанными зёрнами кварца в сплошной глинистой рубашке, иногда окрашенными, и содержит мелкие, не окатанные водой, обломки и реже - окатанные до «бутылочного стекла»; здесь же отмечены фрагменты из хитина размером 3,5 - 2 мм. Однако картина ещё интереснее: в образце попадаются фрагменты углей длиной до 2 мм, обугленные волокна стеблей и фрагменты коры со сколами.

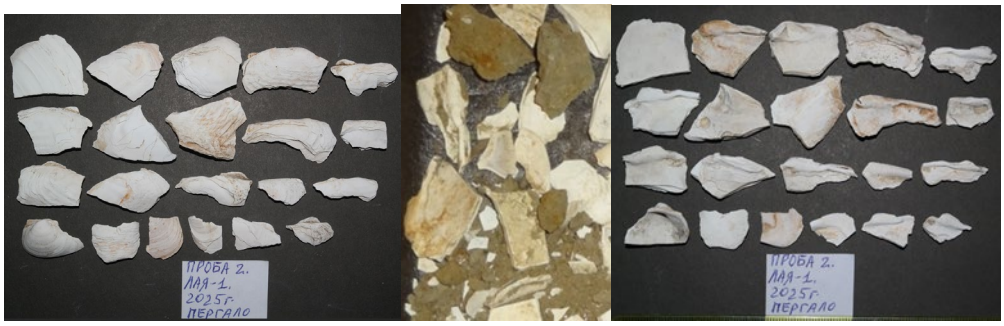


Рис.5. Находки из разреза Лая-1: часть пробы с обломками и замками циртодарий различных форм; целый замок *Mya pullus* со всеми зубами и перемычкой в овальной ямке (3-й сверху), замок *Serripes groenlandicus* -1-й снизу, а в центре комок с тонкими обломками среди прочих – камеральная обработка.

В то же время, смывы песка с раковин в процессе камеральной обработки показали чистые зёрна той же округлой формы с углями, а часть зёрен продолговатой формы обволакивает зола. Первый источник золы в палеолите - сгоревшая под приматами подстилка, ведь искры сыпались при ударах по кремням [*Пергало, 2022*]. Эти факты сблизили море с сушей в перспективе поиска орудий и раковин на подвижной береговой линии, что проясняет историю накопление слоёв в долине с учётом вреза реки в морские осадки. Хотя раковины есть не везде: под 25-м обрывом Лая-3 найдено лишь 2 обломка, зато на косе - сотни обломков раковин Cyrtodaria с замками, из которых определимы 2 малые выборки.



Рис. 6. Находки из разреза Лая-2: часть выборки раковин моллюска *Cyrtodaria jennisae* (3 вверху) и *Cyrtodaria* ex. gr. *angusta* (подросшая молодь); посредине - каменистая коса с видом на мост и перекат к песчаной косе левого берега, где нет ни единого обломка. Высота берега 76 м - координаты: 67.299400, 55.946966



Рис.7. Створка №1. *Cyrtodaria jennisae*. Размеры: 38 х 17 мм, а высота - 3 мм (снимок Л.А. Березиной).



Рис.8. Такие же необычно узкие створки - в выборке *Cyrtodaria* ex. gr. *angusta*: ярко выраженная конвергенция затронула молодняк разных видов – в ответ на неблагоприятные условия; справа парад мий: в 1 ряду 3 замка *Mya pullus* и *Macoma* sp., во 2-м *Mya truncata* (1-2) и обломки.

Кроме 4-х фрагментов, выборка новой формы включает 14 замков и сильно поврежденную створку - на обнажении это 7 замков и 1 повреждённая раковина. К тому же, *Cyrtodaria* ex. gr. *angusta* представлена 3 поврежденными створками, 4 обломками и 3 замками - сверх этого, 5 замков и 23 обломка относятся к *Cyrtodaria* sp. Дополнительные данные даёт сопоставление статистических выборок *C. jennisae* и *C.* ex. gr. *angusta*. В «слое циртодарий» для косы - в массе повреждённых раковин, их пропорция составила 19 к 10: т.е. особей *C. angusta* в технической форме записи вдвое меньше, что отразила экспансия енисеи, точка дивергенции которой сдвинута к началу регрессивной фазы. Иначе, богатые «циртодариевы слои» включают как минимум 2 вида и 1 новую форму, обломки которых (182 шт.) собраны в песчаных шлейфах, наброшенных на косу поверх гравия: для всей Большеземельской тундры ситуация уникальна - обычно каменистые косы лишены раковин, а другие случаи малы (рис. 11). История изысканий Севера приоткрыла важнейший факт: нигде прежде столько раковин не было найдено в одном месте – на особой дневной поверхности, что даёт редкую возможность сравнить материал с ещё заключённым в контрольном разрезе выше (Лая-1). Таким образом, налицо размыв крупной банки циртодарий: причём, остроугольные обломки исключают продолжительное воздействие речных потоков – значит, их перенос был недалеким.

С учётом расстояния в 1 км от косы Лая-2 до обнажения Лая-1 предстоит понять, откуда на косу намывает раковины – в немалом числе за один паводок. Хотя в составе обоих комплексов всё те же 2 основных вида, отличия касаются сопутствующей фауны: под обнажением отсутствуют *Mya truncata* (Linnaeus, 1758) и *Macoma* sp. Однако это скорее фациальные отличия, ведь циртодарии известны в макомовых фациях, да и мий на косе в разы больше. Если перейти к численной оценке, отношение фауны в пробах также говорит о родстве комплексов: для Лаи-1 раковины *Cyrtodaria* составили 90%, но их полное преобладание отмечено и среди определимых обломков на косе – 89%. Против дальнего переноса свидетельствует и худшая сохранность раковин под откосом, что отвечает микрорельефу на косе: параллельный разнос моллюсков отразил пики напора вод при размыве дна у берега. Если бы песок с обломками несло издалека, он равномерно отложился бы на границе склона и пляжа, как под карьером 13 (рис. 9). Справа виден чёткий тектонический разрыв задернованного берега Лаи с высотами 6 и 2 м – высокая терраса опустилась ниже уровня воды, а вот выше моста она сохраняется в виде песчаного

разреза, у которого раковины лежат пятном 2 х 2 м, не образуя шлейф (выпали уже после паводка). Иначе, геоморфологическое положение тоже свидетельствует в пользу вымывания раковин из древней «подтопленной» террасы в непосредственной близости от косы, что должны показать пробы в будущем. Местная неотектоника отразила общую тенденцию: равнины Большеземельской тундры относятся к «области погруженных древних платформ…в позднем кайнозое имели преобладающую тенденцию к опусканию…» [*Данилов, 1984*].



Рис. 9. Коса Хараяха-9, 2024: раковины в песчаном ярке – никаких шлейфов не видно, а на косе Лая-2 справа - чёткие полосы песка с моллюсками, включая гребешки *Chlamys islandicus*.

По-видимому, перед косой произошёл погружение отложений террасы – иначе трудно объяснить шлейфы, как и пёстрый состав фауны. Если мусюры – рябь тектонического сжатия, тогда опустившиеся участки относятся к зонам продольного растяжения чехла, что создаёт особенный ландшафт, оживлённый подвижками в голоцене. Важное отличие этих структур в том, что холмы могли разрушаться поздними регрессиями, а погружённые террасы заносились, после чего их размывала речная сеть [*Чувардинский, 1986*]. То, что скрыто водами Лаи, в какой-то мере показали откосы Море-Ю, где следы опускания и подъёма террас видны в разрезах, выходящих за рамки «крио-дислокаций». Таков разрез Ю-XXII: рис. 7 изобразил схему опущенной вниз террасы с роговской свитой [*Зархидзе и др., 2010*]. Как раз с ней затопленный останец у косы Лая-2 роднит в том числе наличие растительных остатков. Прочие слои Море-Ю выявили сходную стратиграфию – например, разрез Ю-VI: «Пачка осложнена многочисленными разрывами – сбросы, взбросы». И для разреза Ю-VIII - та же ситуация, связанная с «неотектоническим погружением на локальном участке» [*Зархидзе и др., 2010*]. Долина Лаи с участками высоких террас и широкими водораздельными плато Шапкиной – Хараяхи создаёт предпосылки описания разных фаз тектонической истории района, что увеличивает вероятность открытия опорного разреза с чопперами.

Остаётся связать орудия с руководящими моллюсками из общих слоёв на шельфе - понятно, как должен выглядеть идеальный разрез, отвечающий плиоценовой трансгрессии: это минимум два слоя с артефактами (кости и орудия), разделённые осадками с морской фауной различных свит, включая этап регрессивного бассейна, обнаруженного в районе моста через реку Лая. Как правило, подобные скопления приурочены к дельтам впадающих в море рек, которые выносили трупы травоядных с обширных территорий [*Поршнев, 1974*]. Пока же приматы-эндемики северных степей тянутся к себе подобным, поскольку моллюски «рода Cyrtodaria - одни из наиболее эндемичных обитателей морей…Их изучением занимались выдающиеся советские и российские исследователи…» [*Крылов и др., 2014*].

Как известно, В.С. Зархидзе «выделял в отложениях позднего кайнозоя особые «циртодариевые слои», сопоставляемые с отложениями падимейской свиты, возраст которой им определялся как верхнеплиоценовый-раннеплейстоценовый…они важны для правильного понимания…истории палеошельфа Северной Евразии, а также для корреляции отложений…» [*Крылов и др., 2014*]. Данное понятие отражает важную особенность рода существовать в узких фациях из-за высокой изменчивости: в каждой

лагуне обитали сообщества, отличающиеся набором адаптивных черт - например, моллюски из лагуны Янгарей не похожи ни на какую другую популяцию. Вот и на Лае найден вариетет с новой устойчивой формой раковины - возможно, на пути к новому подвиду, прерванном обмелением моря на поздней регрессивной фазе нижнего плейстоцена. При этом изменчивость видна даже внутри небольшой выборки лайской формы: если 3-я створка имеет широкую замковую кайму, идущую под углом к макушке, то створка №1 её не имеет, либо она размыта (рис. 6). Кстати, по данному признаку она близка к древней *Cyrtodaria angusta*, у которой кайма тоже расположена под углом, либо отсутствует, что в принципе характерно для *Cyrtodaria jennisae* Sachs, 1951 – кайма идёт под углом, или её нет вовсе; только угол этот другой и ширина полосы иная. Как ни удивительно, замковая кайма (ЗК) вообще не показана на рис. 2 - в схеме элементов строения раковин, где её заменяет ложная «лопасть-впадина» [*Крылов и др., 2014*].

Для корреляции разрезов сонахождение моллюсков и артефактов является одним из корреляционных признаков. При этом наблюдаются изменения фаций - на уровне 3-х фаз: начало трансгрессии, середина ритма и начало регрессивной стадии, за которой следует экологическая катастрофа в каждой из лагун на фоне глобальной перестройки ниш в биоценозах. Если в одной фазе колеблется близкий состав видов-заместителей, то циртодарии нарушают данное правило: виды с широкой нормой реакции обладают высокой вариабельностью, формирующей комплексный ответ на изменения многих факторов сразу. При этом каждая популяция независимо от вида адаптируется, оставаясь внутри него за счёт нескольких вариететов, обратимых до первичных форм при восстановлении среды. Значит, в многослойных разрезах должны обнаруживаться разные формы раковин, отразившие сдвиг условий в пределах одной лагуны. Таким образом, совокупное разнообразие популяций отражает динамику изменения среды в моменте, на который не успевают реагировать иные («консервативные») виды.

Очевидно, что устойчивые отличия популяций формировались к середине ритма - возможно, как морфологический ответ на глобальное (климатическое или тектоническое?) событие, которое ещё предстоит найти. Т.е. хронологический аспект связан с началом изменений признаков независимо для разных территорий – в таком случае, сходные изменения конвергентны. В этом и состоит суть феномена «циртодариевых слоёв», видовой состав которых значения не имеет в том смысле, что разные виды сближаются по ряду конвергентных признаков, формируя близкие подвиды на пути адаптации к неким пограничным факторам. Вот почему форма *Cyrtodaria* ex. gr. *angusta* из лагуны Лаи заметно отличается от типовой *Cyrtodaria angusta* [*Крылов и др., 2014*]: оба конца раковины симметрично удлинены, как и у найденной на Лае формы, «теряющей кривизну» вместе со смыслом данного названия (рис. 8). Конвергентное схождение признаков внутри рода можно связать с повышенной активностью моллюсков в условиях дефицита пищи. Хотя каждая популяция непохожа на другую, противоречие снимает особенность всей трибы: чем больше вариететов, тем выше и вероятность схождения 2-х форм с разным статусом, что показали ошибки в систематике. Но два близких вида не могут быть описаны для одного слоя – все подобные находки, как правило, говорят о смешении осадков разного места-времени.

Важно, что «быстрым» моллюскам (миям) важен кислород: они заселяют и гравийные отмели, а вот циртодарии медлительны – их отличает пассивный образ жизни и питание, кислород им не столь важен, они полностью зарываются в песок. Соседство биологически различных видов объяснимо чередованием субстрата отмелей затопляемого берега, что зависит от состава пород, череды устьев и от других факторов. Но вот резкие изменения глубин и солёности уравнивают шансы специализированных групп на старте новых адаптаций, сходящихся перед лицом общей угрозы вымирания. Это положение отражает конвергенцию, с чем связаны трудности определения: ранее для *Cyrtodaria angusta* выделялись подвиды, но оказалось - они «принадлежат к двум разным самостоятельным видам: *Cyrtodaria sachsi* (Merklin et Zarhidze, 1979) и *C. jenisseae* Sachs,

1951, отличным от *C. angusta*…» [*Крылов и др., 2014*]; также обломок раковины *C. siliqua*, ошибочно отнесённый Свеном Фундером к *Cyrtodaria angusta*. Иначе, два разных вида становятся близкими, вызывая путаницу. Так как виды происходят из разных временных и географических локусов, ввод понятия эволюционной фазы синхронизирует комплексы морских моллюсков различных свит по обе стороны от Уральского хребта, как и внутри бассейнов уже вдалеке от шельфа. Соотношение фаз со свитами позволит учесть конвергенцию при установлении адекватной филогении методом наложения шаблона.

Прямо не отвергая выводов В.С. Зархидзе, В.И. Астахов с опорой «на мнение С. Фундера (Дания), высказывает сомнения в неоген-эоплейстоценовом возрасте циртодариевых слоев», однако датирование «подтвердило миоценовый-эоплейстоценовый возраст отложений, вмещающих раковины циртодарий». Причём, новые даты были получены методом стронциево-изотопной хемостратиграфии (SIS): «В одном случае датирована раковина *Cyrtodaria jenniseae*…в другом - раковина *Hiatella rugosa*…из разреза р. Ою…в котором также встречены…раковины *Cyrtodaria angusta*…содержащие циртодарии слои имеют миоценовый - плиоценовый возраст» [*Крылов и др., 2014*]. Эоплейстоцен уже позабыт, как искусственный инструмент сдвига в археологии [*Пергало, 2022*]; в любом случае это замечательный результат: 4,9 и 5,65 млн. лет по табл.1 – близко к началу сборного (конвергентного) семейства прямоходящих обезьян подсемейства Нордопитековых, поиски которых смещаются теперь на Лаю. Наступившая в конце плиоцена трансгрессия вынудила обезьян отступить на линию Вуктыл – Коноша, где они и оставались на протяжении роговского ритма - от 3 до 1,8 млн. лет. Парадокс в том, что все древние морские осадки найдены именно на суше, а море размывает ложе, едва ли что сохранив. Значит, описание новых разрезов Лаи с чопперами и морскими раковинами поможет решению проблем «сухопутного маринизма» на подвижной границе береговой линии между ритмами и внутри них.

По целому ряду признаков находка на Лае близка к вымершему виду *Cyrtodaria jennisae Sachs*, 1951 - подобно ему, найденная форма отличается «от *C. siliqua* Spengler, *C. kurriana* Dunker и *C. angusta* Nyst and Westendorp» [*Гусев, Крылов, 2012*]. В то же время, часть выборки *Cyrtodaria jennisae* с реки Лаи сближается с *Cyrtodaria angusta* – популяция хранит признаки 2-х разных видов, тесно связанных родством. Однако в таком случае признаки конвергентны, либо они вписаны в общую филогению, где *C. angusta* является предком для *C. siliqua*, имеющей широкое распространение в Арктике [*Крылов и др., 2014*]. Третье решение заключается в том, что некие важные признаки и конвергентны и вписаны в древо рода на фоне схождение боковых ветвей. Как установлено, вид *Cyrtodaria jennisae* имеет «северо-сибирское арктическое происхождение» и характерен для слоёв «миоцена-плиоцена Российской Арктики» [*Крылов и др., 2014*], а затем ветвь теряется.

Наряду с особенной формой, малый размер молодых, как и редких взрослых, особей показал неблагоприятную среду в небольшой, или уже в замкнутой, лагуне с обеднённым комплексом видов эоплейстоцена: сами раковины уплощены и тонкостенны, с узкими и длинными зубами. Более того, длина зубов превосходит параметры всех известных популяций: *Cyrtodaria jennisae* Янгарея обладает и более выпуклыми створками, да и мускульные отпечатки длиннее при том, что они плохо видны у особей Лаи [*Крылов и др., 2014*]. При этом сказанное выше верно и для признаков *C. angusta* на реке Рыбной и в иных местах. Хотя небольшая выборка циртодарий с Лаи всё же обладает более широкой выпуклой раковиной, а часть экземпляров, судя по толщине, достигает 15 см (как и в сборах самого В.С. Зархидзе), что отразило связь с крупным бассейном, которая затем прервалась. Редкая примесь бореальной биоты (*Hiatella pholadis* и пр.) выдаёт смешение слоёв, или условия, близкие к ингрессивному заливу Янгарей – его раковины отличает более широкая кайма. Именно кайма отличает новую форму Лаи от всех прочих сообществ - необычно узкая и ровная краевая кайма нигде прежде не описана: у особей 1 - 3 (рис.6) она составила 2,5 и 2,3 мм, но ещё уже кайма у створки №1 – 2,0 мм. Для

сравнения: у *Cyrtodaria jenisseae* кайма более 5 мм, а у *Cyrtodaria angusta* она ещё шире и волнистая [*Крылов и др., 2014*]. Вдобавок к этому КК Лаи резко выступает на рельефе, несмотря на слабую в целом выпуклость. Возможно, что к списку добавится и прямая - параллельная ЗК, но пока это 1 обломок.

Если подвести итог, на косе Лая-2 всплыл след экологической катастрофы с массовым замором молоди моллюсков в лагуне, в которую вода несла животные и растительные остатки. Тафоценоз нового типа характеризует местную популяцию – точнее, отличает данную лагуну от других. На Море-Ю замор тоже был - в виде целых отдельных раковин, а на Лае это обширный слой с погребением близких фаций. Датировку данного события можно связать и со временем обитания *Cyrtodaria jennisae* «в условиях глобальной регрессии в мелководных условиях прибрежной зоны…позднего плиоцена - раннего эоплейстоцена [*Крылов и др., 2014*]. Если принять эти даты, тогда гибель молоди новой формы относится к концу роговского ритма около 1,8 млн. лет назад. Этот маркер хорош тем, что учитывает и «время дожития» приматов на линии осушенных лагун в течение полумиллиона лет – как раз до появления рубил-бифасов. Следует ожидать, что популяции разных родов из лагуны Лая менялись в одном направлении: при тех же мелких размерах, что у Cyrtodaria, раковины *Mya pullus* отличает от Пай-Хоя уплощённая макушка – этот признак сближает их с популяцией Канина. Последние находки показали, что циртодариевы слои существуют в буквальном смысле, являясь индикатором изменчивости в ответ на резкие колебания среды в начале – как и в конце ритма, когда целая популяция была захоронена в слоях будущей речной террасы, чтобы затем отложиться на косе в виде замечательных «Stratis cyrto».

В заключение автор рад выразить слова благодарности земляку и другу – гендиректору ООО «Севердорстрой» Андрею Павловичу Ильину за активную поддержку исследований.

Выводы. В разрезах реки Лаи обнаружены «циртодариевы слои» с моллюсками *Cyrtodaria jennisae*. Время вымирания циртодарий в лагуне Лаи позволила уточнить окончание роговского ритма около 1,8 млн. лет на границе калабрия. Галечные орудия маркируют начальную и конечную фазы трансгрессии в интервале 3–1,5 млн. лет, что не оставило места предполагаемому мощному леднику. В научный аппарат предлагается ввести понятие эволюционной фазы, синхронизирующей адаптивные изменения популяций внутри локальных бассейнов. Соотношение фаз со свитами позволяет учесть конвергенцию при установлении филогении в отсутствие генетических следов. Новый метод наложения шаблона признаков облегчил сравнение популяций циртодарий. Эти находки возродили интерес к понятию «циртодариевых слоёв», введённому В.С. Зархидзе с целью осознать роль данной группы моллюсков в датировках позднего кайнозоя Большеземельской тундры как форпоста развития морей.

ЛИТЕРАТУРА

Андреичева Л.Н. Плейстоценовые отложения в бассейне р. Шапкиной // Литология и полезные ископаемые. 2007. № 1. С. 93-110.

Андреичева Л.Н., Судакова Н.Г. Оценка надежности межрегиональной корреляции среднеплейстоценовых ледниковых горизонтов в центре и на Севере Русской равнины // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2014. Вып. 2(18). С. 55-67.

Гусев Е.А., Крылов А.В., Воронков А.Ю., Никитин М.Ю. Неоплейстоцен-голоценовые моллюски Енисейского севера // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Труды ВНИИОкеангеология. 2012. Т. 223. Вып. 8. С. 75-85.

Данилов И.Д. Палеогеография арктического шельфа Евразии и прилегающих равнин в позднем кайнозое. В кн.: Возраст и генезис переуглублений на шельфах и история речных долин. М.: Наука, 1984, с. 37-42.

Зархидзе Д.В., Гусев Е.А., Аникина Н.Ю., Бартова А.В., Гладенков А.Ю., Деревянко Л.Г., Крылов А.В., Тверская Л.А. Новые данные по стратиграфии плиоцен-четвертичных

отложений бассейна реки Море-Ю // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. 2010. Вып. 7. Тр. ВНИИОкеангеология. Том 210. С. 96-110.

Крылов А.В., Гусев Е.А., Кузнецов А.Б., Зархидзе Д.В. Значение моллюсков рода Cyrtodaria для стратиграфии кайнозойских отложений Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 4(102). С. 5-23.

Пергало П.Н. Конвергентная эволюция троглодитид // Поршневский сборник. 2010. №1, http://samlib.ru/p/pergalo_p_n/

Пергало П.Н. Чопперы Большеземельской тундры - от Арктики до Коноши // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2021. Выпуск 8. С. 163-172. doi: 10.24412/2687-1092-2021-8-163-172

Пергало П.Н. К датировкам чопперов Большеземельской тундры по раковинам вашуткиного комплекса и других свит // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2022. Выпуск 9. С. 185-206. doi: 10.24412/2687-1092-2022-9-185-206

Поршнев Б.Ф. О начале человеческой истории (проблемы палеопсихологии). М. Мысль. 1974. 487 с.

Чувардинский В.Г. К вопросу о тектоническом происхождении озов. - В сб.: Природа и хозяйство Севера. Вып. 14. Мурманск: Кн. изд-во, 1986, с. 6-13.

THE LAYA PHENOMENA: CYRTODARIUM LAYERS IN THE BOLSHEZEMELSKAYA TUNDRA

Pergalo P.N.

No affiliation, St. Petersburg, Russia

This article presents the results of zoological studies of the Bolshezemelskaya tundra in the Laya and Kolva basins. Cyrtodaria jennisae mollusks were found in the Laya River. Two new outcrops with abundant fauna of extinct marine mollusks are described. Almost 50 years later, extinct mollusks from the "Cyrtodaria layers" were again discovered. The concept of an evolutionary phase synchronizing the adaptation of mollusks to new marine conditions is proposed. The timing of the extinction of lagoonal Cyrtodaria in the area of the modern Laya River clarifies the end of the Rogovian transgression at approximately 1.8 million years ago. The correlation of transgression phases with sections allows for convergence to be taken into account when establishing molluscan phylogeny in the absence of genetic traces. Datings of marine mollusks with choppers ranging from 2.58 to 1.5 million years ago do not support the idea of an "African homeland of humans." A more balanced approach to the problem is based on Porshnev's theory and the principle of convergence of systems.

Keywords: *Laya River, river spit, terrace, chopper, cyrtodarians*

REFERENCES:

Andreicheva L.N. Pleistocene sediments in the Shapkina river valley (Bol'shaya zemlya tundra) // Lithology and Mineral Resources. 2007. Vol. 42. № 1. P. 84-100. doi: 10.1134/S0024490207010099

Andreicheva L.N., Sudakova N.G. Reliability assessment of interregional correlation of middle Neopleistocene glacial horizons in the center and north of the Russian plain. Izv. Komi Sci. Cent. Ural Branch Russ. Acad. Sci. 2014. № 2. P. 55-67. (in Russian).

Gusev E.A., Krylov A.V., Voronkov A.Yu., Nikitin M.Yu. Neopleistocene-Holocene mollusks of the Yenisei north // Geological and geophysical characteristics of the lithosphere of the Arctic region. Proceedings of VNIIOkeangeologiya. 2012. Vol. 223. Issue. 8. P. 75-85. (in Russian)

Danilov I.D. Paleogeography of the Eurasian Arctic Shelf and Adjacent Plains in the Late Cenozoic. In: Age and Genesis of Overdeepenings on Shelves and History of River Valleys. Moscow: Nauka, 1984. P. 37-42. (in Russian).

Zarkhidze D.V., Gusev E.A., Anikina N.Yu., Bartova A.V., Gladenkov A.Yu., Derevyanko L.G., Krylov A.V., Tverskaya L.A. New Data on the Stratigraphy of Pliocene-Quaternary Deposits in the More-Yu River Basin // Geological and Geophysical Characteristics of the Lithosphere of the Arctic Region.

2010. Issue 7. Proceedings of the All-Russian Scientific Research Institute of Oceanology and Geophysics. Vol. 210. P. 96-110. (in Russian).

Krylov A.V., Gusev E.A., Kuznetsov A.B., Zarkhidze D.V. The Importance of Mollusks of the Genus Cyrtodaria for the Stratigraphy of Cenozoic Deposits in the Arctic // Arctic and Antarctic Research. 2014. No. 4(102). P. 5-23.

Pergalo P.N. Convergent Evolution of Troglodytids // Porshnevsky Collection. 2010. No. 1, http://samlib.ru/p/pergalo_p_n/

Pergalo P.N. Choppers of the Bolshezemelskaya Tundra - from the Arctic to Konosha // Relief and Quaternary Formations of the Arctic, Subarctic, and Northwest Russia. 2021. Issue 8. Pp. 163-172. doi: 10.24412/2687-1092-2021-8-163-172

Pergalo P.N. On the dating of choppers of the Bolshezemelskaya tundra based on the shells of the Vashutkino complex and other formations // Relief and Quaternary formations of the Arctic, Subarctic and Northwest Russia. 2022. Issue 9. pp. 185-206. doi: 10.24412/2687-1092-2022-9-185-206

Porshnev B.F. On the beginning of human history (problems of paleopsychology). Moscow: Mysl'. 1974. 487 p.

Chuvardinsky V.G. On the tectonic origin of ozero. - In the collection: Nature and economy of the North. Issue 14. Murmansk: Kn. Publishing house, 1986, pp. 6-13.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-146-152

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЗОНАХ ФЛЮИДНОЙ РАЗГРУЗКИ СЕВЕРО-КАРСКОГО И ЛАПТЕВОМОРСКОГО ШЕЛЬФА (РЕЙС TTR-24)

✉*Полудеткина Е.Н.[1], Потемка А.К.[1], Рыбалко А.Е.[2], Токарев М.Ю.[1], Сигачева Л.Ю.[1], Головенко А.В.[3]*

[1] МГУ им. М. В. Ломоносова, Москва, Россия
[2] ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
[3] РГУ нефти и газа (НИУ) имени И. М. Губкина, Москва, Россия
✉ *poludetkinaelena@mail.ru*

Детальные геолого-геофизические исследования, выполненные в рейсе TTR-24 в северо-восточной части Карского моря и юго-западной части моря Лаптевых, позволили обнаружить и закартировать обширные зоны флюидной разгрузки и связанные с ними формы рельефа. В этих зонах выполнен пробоотбор донных осадков, аналитические исследования газовой фазы и органического вещества, результаты которых позволяют уверенно диагностировать наличие миграционных углеводородов из недр осадочного чехла. Определена связь с внутренней структурой бассейнов, связь глубинных разломов и дефлюидизации термогенных флюидов. Результаты будущих комплексных исследований позволят пролить свет на генезис, литофациальные характеристики и глубину залегания нефтегазогенерирующих толщ, а также на состав и свойства самих углеводородов.

Ключевые слова: *Северо-Карский регион, Лаптевоморский регион, флюидоразгрузка, углеводороды, верхняя часть разреза, потенциальная нефтегазоносность*

Введение. В августе-сентябре 2025 г. Московским государственным университетом имени М.В. Ломоносова при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ проводилась мультидисциплинарная научно-образовательная экспедиция TTR-24 (АБП-62) в рамках программы «Обучение-через-исследование (Плавучий Университет)» («Training-through-Research (Floating University)») на борту научно-исследовательского судна «Академик Борис Петров». Тема экспедиции - «Изучение четвертичного покрова, участков распространения субаквальной криолитозоны, донной флюидоразгрузки и опасных геологических процессов на шельфе Карского и Лаптевых морей с использованием отечественных программно-аппаратных комплексов для геофизического и геохимического мониторинга и проведение «Обучения-через-исследования». Экспедиция продолжила и расширила перспективные исследования, проведенные в экспедициях МГУ, в 2020, 2021 и 2024 гг. (север Баренцева моря), в 2022 и 2024 гг. (север Карского моря) [*Рыбалко и др., 2025*].

Районы, выбранные для работы экспедиции, характеризуются высоким потенциалом на нефть и газ, что требует увеличения числа и повышения эффективности фундаментальных научных исследований на наименее изученном севере Карского и Лаптевоморского шельфов. Поэтому вопросы всестороннего изучения флюидной разгрузки здесь крайне актуальны, особенно на фоне слабой геологической изученности этого региона.

Одним из направлений экспедиций программы Training Through Research является поиск и изучение зон фокусированной разгрузки и микро-просачиваний (микросипов) углеводородных флюидов на Арктическом шельфе. В рамках этого направления решаются следующие задачи:

- уточнение строения разреза верхней части осадочного чехла и особенностей рельефа в участках морского дна в зонах флюидной разгрузки;

- анализ данных геолого-геохимического опробования донных отложений с целью установления фоновых и аномальных концентраций газообразных и жидких флюидов, свидетельствующих о флюидоразгрузке недр, изучение их геохимических характеристик;
- корреляция «миграционный флюид – потенциальные нефтегазоматеринские толщи (ПНГМТ)» для характеристики углеводородных систем региона;
- разработка методических основ изучения зон флюидоразгрузки на Арктическом шельфе.

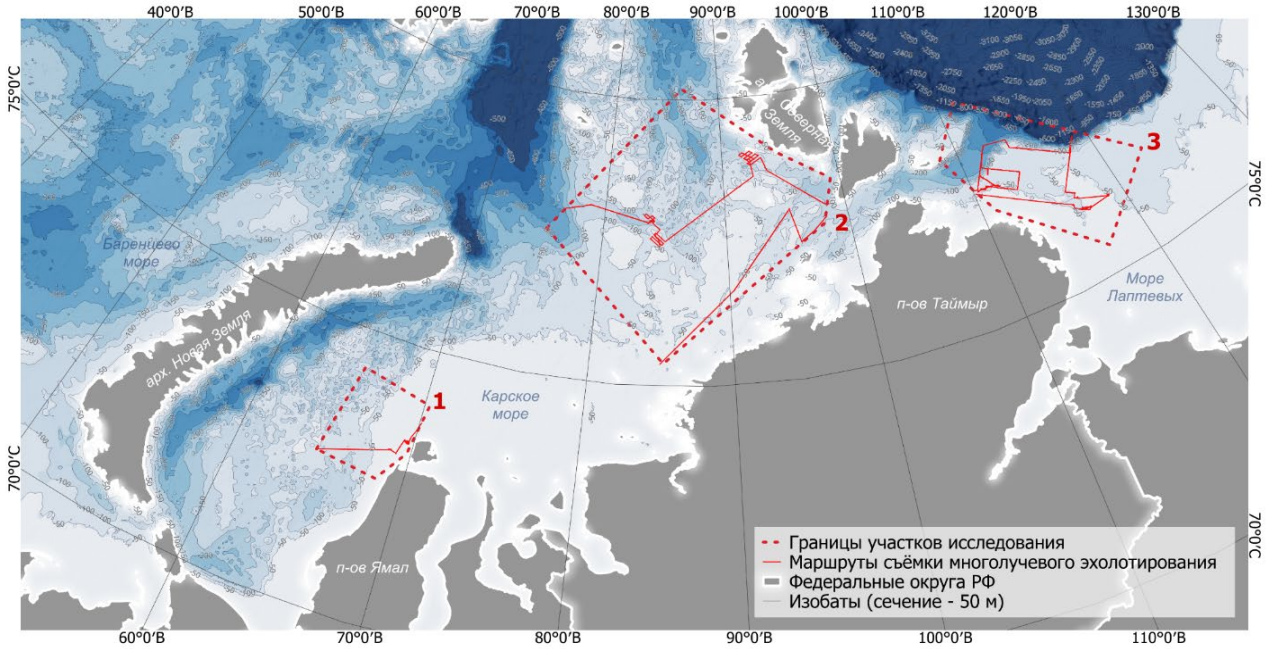


Рис. 1. Полигоны исследования экспедиции TTR-24.
1 – Белоостровский, 2 – Северо-Карский, 3 – Лаптевоморский.

Методика работ. Работы проводились в центральной и северной части Карского моря, в рамках листов Госгеолкарты миллионного масштаба (Т-41-44 и Т-45-48), и в юго-западной части моря Лаптевых в рамках листов Госгеолкарты миллионного масштаба (Т-49-52-о-ва Петра). Для изучения столь обширной территории был использован метод детальных участков. На Лаптевоморском полигоне было выбрано 3 детальных участка (Притаймырский, Стратиграфический, Икаит), в пределах Северо-Карского полигона – 2 (Самойловича, KasaLima), в пределах Белоостровского – 1, на каждом из которых решались определенные геологические задачи (уточнение границ оледенения, выявление криогенных структур, изучение флюидной разгрузки и пр.).

В рамках экспедиции был выполнен широкий спектр мультидисциплинарных исследований, включающих геолого-геофизические изыскания по изучению верхней части геологического разреза, гидроакустическую съёмку рельефа морского дна, гидрофизические замеры в водной толще, отбор колонок донных осадков с последующим изучением их литологического состава, инженерно-геологических характеристик, геохимическим анализом поровых газов и рассеянного органического вещества.

Геофизические методы включали 2Д сейсморазведку сверхвысокого разрешения (ССВР - более 500 пог. км), многолучевое эхолотирование (МЛЭ - более 3000 пог. км), акустическое профилирование (АПр - более 3000 пог. км) с набортным профилографом, морскую магнитную съемку продольным градиентометром (более 2000 пог.км).

Геологический пробоотбор выполнялся на объектах, предварительно выделенных по геофизическим данным (всего 48 станций). В качестве пробоотборника использовалась гравитационная ударная прямоточная труба длиной 3 метра. После пробоотбора выполнялась документация кернов, фотографирование, отбор проб на дальнейшие

анализы: литологические, гидрогеологические, битуминологические исследования, геохимический анализ газовой фазы, инженерно-геологические исследования грунтов, микробиологический анализ.

Результаты работ.

Полигон Северо-Карский. В экспедициях TTR-21 и TTR-23 по данным мультичастотного сейсмоакустического профилирования и эхолотирования в районе работ выявлены многочисленные зоны активной дефлюидизации, оконтурены участки современной и палео-разгрузки углеводородов (УВ) из недр осадочного чехла, опробованы зоны с потенциально повышенным газосодержанием. Выполнен комплекс исследований, позволяющих диагностировать наличие миграционных жидких и газообразных углеводородов из недр осадочно-породного чехла.

В рамках экспедиции TTR-24 продолжено изучение зон флюидоразгрузки в пределах ранее оконтуренных объектов на полигонах Limacina и Kasania [*Полудеткина и др., 2023*]. Между двух крупных антиклинальных структур глубокого заложения зафиксированы интенсивные признаки флюидоразгрузки в верхней части разреза (ВЧР), которые проявлялись на данных ССВР в виде аномалий «яркое пятно», а на данных АПр - в виде газового фронта. Кроме того, на данных МЛЭ были выявлены поля покмарок, приуроченные к району Центрально-Карского желоба (рис. 2). Диаметр покмарок - от 10 до 50 м, относительная глубина - 0,5-5 м.

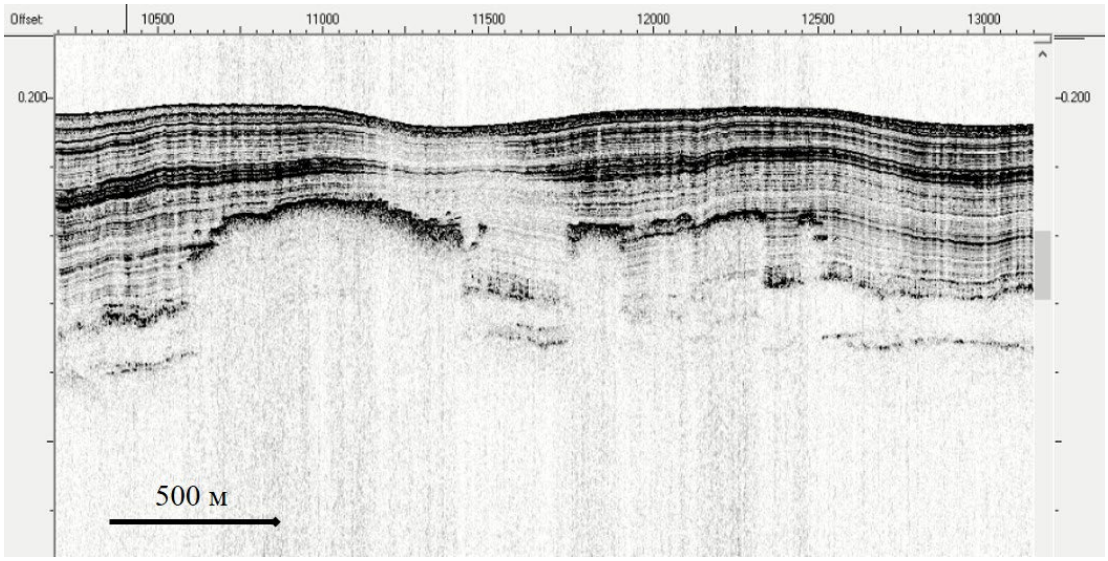


Рис. 2. Пример газового фронта на данных АПр (детальный участок Kasania)

Выполненные исследования газовой фазы донных осадков показали повышенное содержание метана (до 730 ppm) и гомологов до пентана включительно (1-10 ppm), включая предельные и непредельные УВ [*Юмашева, 2022*]. Такие значения свидетельствуют смешении в осадке УВ бактериального генезиса и глубинных, термогенных УВ, что удостоверяют данные изотопных исследований ($\delta^{13}C_{CH4}$=-60.4 - -63.1‰). Газожидкостная хроматография гексановых экстрактов осадков позволила установить в ряде станций наличие эпигенетичных легких алканов состава C_8-C_{15} с «плавным» трендом распределения, что наряду с высокой зрелостью ОВ, установленной по биомаркерным показателям зрелости (стерановый параметр bb/(aa+bb)C29, отношение гомогопанов 22S/(22S+22R)C32 и др.), характеризует наличие в осадке легких миграционных УВ конденсатного облика глубинного генезиса.

В экспедиции TTR-24 изучен детальный участок «Самойлович», находящийся в пределах Самойловичско-Седовского вала - юго-западной структуры островной части арх. Северная Земля. В пределах участка оконтурено и опробовано поле покмарок (105 штук). Эти структуры имеют средний диаметр 10 метров и глубину от 1 до 2,5 метров, форма

преимущественно U-образная, свидетельствующая об отсутствии активной дегазации в настоящее время. Опробование этих форм рельефа выявило повышенные в 2-3 раза концентрации метана относительно фоновых (CH_4 – до 26 ppm), наблюдается полный гомологический ряд до пентана. Сводовая часть вала сложена нижнесилурийскими отложениями, являющиеся перспективно нефтегазогенерирующими на акватории Северо-Карского ПНГБ [*Качурина и др., 2013; Вержбицкий, 2012*]. Наличие мощных зон разуплотнения, выделенных по архивным сейсмическим данным, может свидетельствовать о наличии в ВЧР свидетельств миграции глубинных УВ флюидов из нижнепалеозойского потенциально перспективного комплекса осадочно-породного чехла.

Полигон Лаптевоморский. Полигон исследований в море Лаптевых располагается преимущественно в пределах ЮЗ части шельфа, лишь частично затрагивая континентальный склон.

По данным сейсмоакустического профилирования и многолучевого эхолотирования на 3 детальных участках выявлены многочисленные аномалии, связанные с газонасыщением. Наблюдается два типа аномалий (рис. 3): локальные газопроявления, выделяющиеся по наличию аномалии типа «яркое пятно» и по инверсии фазы, и протяженные области флюидоразгрузки, прослеживающиеся по повышенным амплитудам, экранированию нижележащего разреза и по инверсии фазы.

Протяженные области флюидной разгрузки выделены преимущественно в южной части исследуемого участка на глубинах морского дна от 50 до 150 м. При продвижении на север и, соответственно, увеличении глубин морского дна, проявлений газа становится значительно меньше. При достижении глубины 150 м, на полученных данных СВР аномалии, связанные с газонасыщением, не наблюдаются.

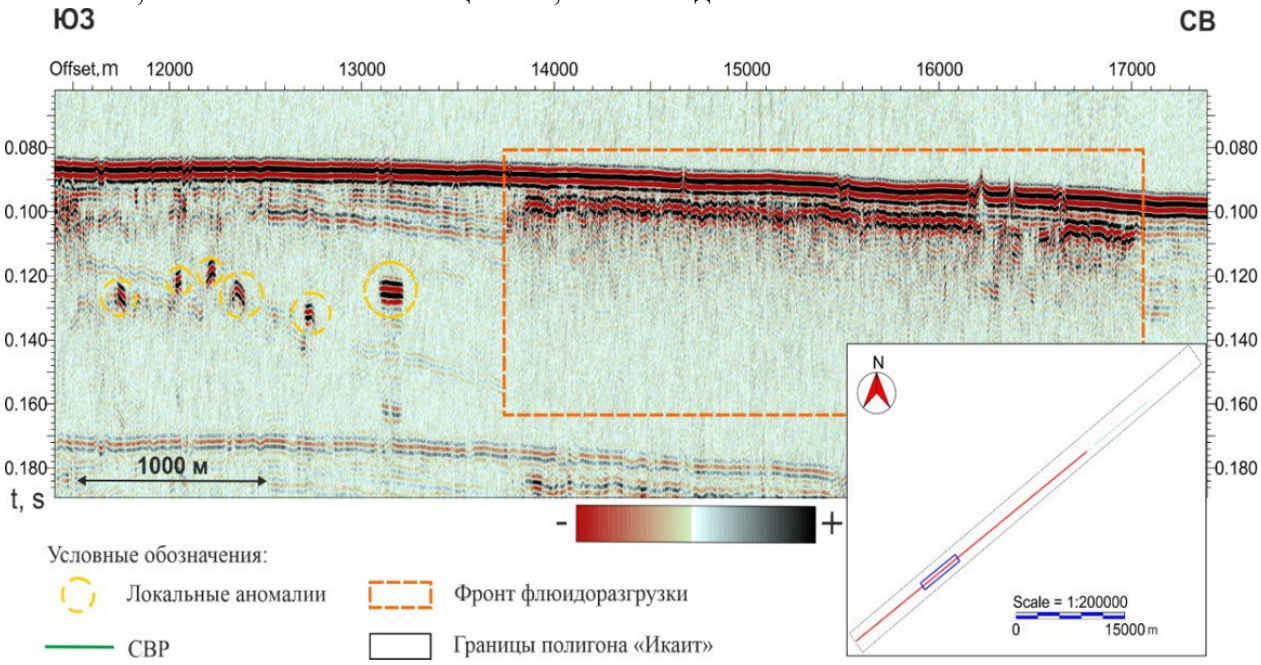


Рис. 3. Пример проявления газонасыщенных отложений на данных СВР. На врезке показано положение профиля (синий прямоугольник)

В центральной части полигона (глубины от 90 до 160 м) наблюдаются многочисленные скопления покмарок. Относительная глубина покмарок - 2-3 м, диаметр - 10-20 м, наиболее крупные достигают 55 м. На глубине 140 м оконтурены несколько объектов - бугров хаотичной формы, относительной высотой до 2 м и шириной до 40 м, формирование которых предположительно связано с флюидной разгрузкой.

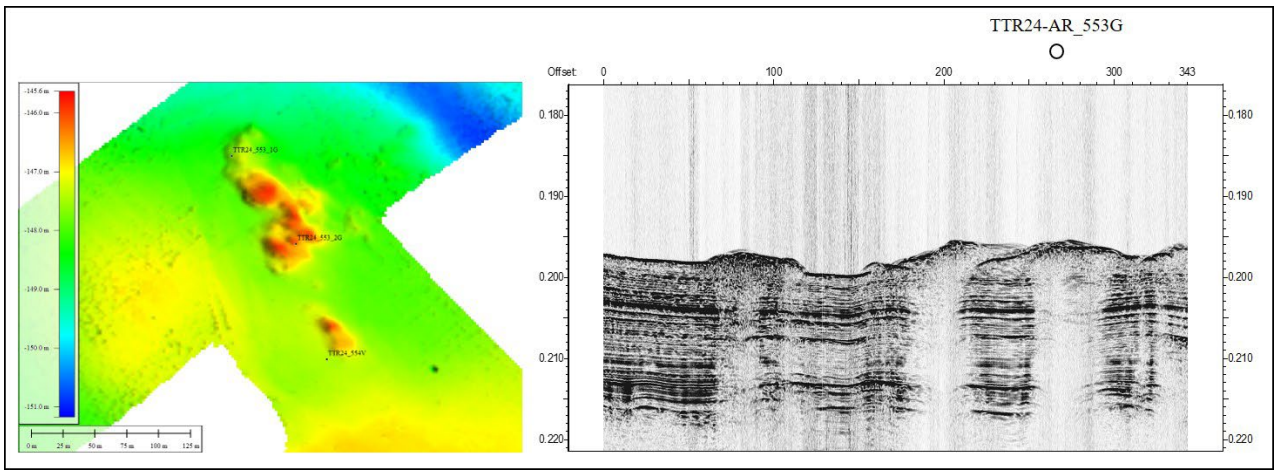


Рис. 4. Формы рельефа, связанные с флюидной разгрузкой

УВ состав газовой фазы донных осадков в пределах этих форм рельефа показывает резкое превышение концентраций относительно фоновых для района исследований. Содержание CH_4 достигает 4,8%, C_{2+} - до 17 ppm. Увеличение концентраций углеводородов вниз по разрезу в совокупности с увеличением параметра $(C_2H_6+C_3H_8)/(C_2H_4+C_3H_6)$ [R^2=0.73] характеризует подток термогенных УВ флюидов вверх по разрезу.

В гексановых экстрактах донных отложений обнаружена гомологическая серия н-алканов с длиной цепи от C_{12} до C_{40}. Н-алканы состава C_{12}-C_{17} в большинстве экстрактов присутствуют в значительных количествах. Характер распределения н-алканов анализируемых экстрактов позволяет предположить наличие двух групп ОВ, различных по генезису ОВ. В высокомолекулярной области наблюдается пилообразное распределение н-алканов, свойственное незрелому ОВ современных осадков с резким преобладанием нечетных н-алканов в высокомолекулярной области ($\geq C_{23}$). При этом в низкомолекулярной области наблюдается повышенные концентрации н-алканов C_9-C_{20} с плавным трендом распределения и 2 относительными максимумами – на C_{12} и C_{19}, что характерно для зрелого, миграционного ОВ. Вероятно, такие экстракты представляют собой смесь современного для осадков района исследований ОВ и катагенетически зрелых миграционных УВ флюидов.

Заключение. Анализ геолого-геофизических и геохимических данных, полученных в экспедиции TTR-24, позволяет сделать вывод о том, что мощная флюидная разгрузка в ВЧР является следствием миграционных процессов из глубоко погруженных недр осадочно-породного чехла. В Северо-Карском ПНГБ и ЮЗ части Лаптевоморского ПНГБ обнаружены признаки разгрузки как газообразных, так и жидких углеводородов. Так как в Северо-Карском и Лаптевоморском регионе получил развитие мощный осадочный чехол, а в структурных планах различных стратиграфических уровней выделяются крупные зоны потенциального нефтегазообразования и нефтегазонакопления [Конторович В.А., 2019; Скворцов М.Б., 2020], предпосылки массопереноса углеводородов из недр осадочного чехла по зонам разуплотнения (разломам, разрывным нарушениям – каналам миграции, а также посредством диффузионного переноса) существуют, причем в пределах различных полигонов экспедиции зоны генерации и аккумуляции углеводородов являются различными по стратиграфическому интервалу и по глубине залегания.

Благодарности и финансирование. Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2025-662/8). Участники экспедиции благодарят экипаж НИС «Академик Борис Петров» за профессионализм и доброжелательную атмосферу во время экспедиции и Координационный центр "Плавучий университет" МФТИ за помощь на всех этапах организации рейса.

ЛИТЕРАТУРА

Вержбицкий В.Е., Косенкова Н.Н., Ананьев В.В. и др. Геология и углеводородный потенциал Карского моря // Oil & Gas Journal Russia, 2012, № 1, с. 48-54.

Качурина Н.В., Макарьев А.А., Макарьева Е.М. и др. Гос. геол. карта РФ. Масштаб 1:1000 000. Серии Северо-Карско-Баренцевоморская и Таймырско-Североземельская. Лист Т-45−48 – м. Челюскин. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013, 568 с.

Конторович В.А., Конторович А.Э. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности шельфа Карского моря // Доклады Академии Наук. 2019. Т. 489. №3. с.272-276. doi: 10.31857/S0869-56524893272-276

Полудеткина Е.Н., Токарев М.Ю., Басова Е.Д., Юмашева А.К., Рыбалко А.Е., Пирогова А.С., Потемка А.К. Особенности флюидоразгрузки на морское дно и в верхней части разреза в северо-восточной части Карсокого шельфа по результатам экспедиции TTR-21 // Освоение ресурсов нефти и газа российского шельфа: Арктика и Дальний Восток (ОМНР - 2023), IX Международная научно-техническая конференция, 12-14 июля 2023 г., издательство ООО «Линзпринт». Москва. 2013. С. 27.

Рыбалко А.Е., Полудеткина Е.Н., Потемка А.К., Рябчук Д.В., Токарев М.Ю., Ольнева Т.В., Аксенов А.О., Коточкова Ю.А., Румянцева А.К., Симонова А.К. Плавучий университет МГУ-Юнеско - результаты изучения четвертичных отложений в рейсе TTR-24 в 2025 году // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2025. Выпуск 12. С. 177-189. doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-177-189

Скворцов М.Б., Дзюбло А.Д., Грушевская О.В., Кравченко М.Н., Уварова И.В. Качественная и количественная оценка перспектив нефтегазоносности шельфа моря Лаптевых // Геология нефти и газа. 2020. №1. С. 5-19. doi: 10.31087/0016-7894-2020-1-5-19

Юмашева А.К., Полудеткина Е.Н., Токарев М.Ю., Рыбалко А.Е., Киль А.О. Зоны фокусированной разгрузки углеводородов как индикатор нефтегазоносности недр Северо-Карского бассейна // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2022. Выпуск 9. С. 308-313. doi: 10.24412/2687-1092-2022-9-308-313

RESULTS OF TTR-24 STUDIES IN THE FLUID DISCHARGE ZONES OF THE NORTH KARA SEA AND LAPTEV SEA SHELVES

Poludetkina E.N.[1], Potemka A.K.[1], Rybalko A.E.[2], Tokarev M.Yu.[1], Sigacheva L.Yu.[1], Golovenko A.V.[3]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[2] VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia
[3] Gubkin University, Moscow, Russia

Detailed geological and geophysical studies performed during the TTR-24 scientific cruise within the northeastern part of the Kara Sea and the southwestern part of the Laptev Sea resulted in detecting extensive fluid discharge zones and associated relief forms. Subsampling of bottom sediments in these zones, analytical studies of the gas phase and organic matter was fulfilled. Results confidently diagnose the presence of thermogenic hydrocarbons from the deep sedimentary cover. The relationship with the internal structure of the basins, the relationship of deep faults and the fluid discharge is determined. The results of future comprehensive studies will shed light on the origin, lithofacial characteristics and depth of the source rock strata, composition and properties of the hydrocarbon fluids.

Keywords: *North-Kara Sea region, Laptev Sea region, fluid discharge, hydrocarbons, the upper part of the sedimentary section, petroleum potential*

REFERENCES:

Verzhbitsky V.E., Kosenkova N.N., Ananyev V.V. et al. Geology and hydrocarbon potential of the Kara Sea // Oil & Gas Journal Russia. 2012. №. 1. P. 48-54.

Kachurina N.V., Makariev A.A., Makarieva E.M. et al. State geologic map of the Russian Federation. Scale 1:1.000.000. The North Kara-Barents Sea and Taimyr-North Zemlya series. Sheet T-45−48 – M. Chelyuskin. An explanatory note. Saint Petersburg: VSEGEI Cartographic Factory, 2013, 568 p.

Kontorovich V.A., Kontorovich A.E. Geological structure and petroleum potential of the Kara sea shelf // Doklady Earth Sciences. 2019. Vol. 489. № 1. P. 1289-1293. doi: 10.1134/S1028334X19110229

Poludetkina E.N., Tokarev M.Yu., Basova E.D., Yumasheva A.K., Rybalko A.E., Pirogova A.S., Potemka A.K. Features of fluid discharge to the seabed and in the upper part of the section in the northeastern part of the Kara Sea shelf according to the results of the TTR-21 expedition // Development of oil resources and gas of the Russian shelf: The Arctic and the Far East (OMNR - 2023)", IX International Scientific and Technical Conference, July 12-14, 2023, Linzprint Publishing House. Moscow. 2013. P. 27.

Rybalko A.E., Poludetkina E.N., Potemka A.K., Ryabchuk D.V., Tokarev M.Yu., Olneva T.V., Aksyonov A.O., Kotochkova Yu.A., Rumyantseva A.K., Simonova A.K. MSU-UNESCO Floating University - Results of the Study of Quaternary Sediments during the TTR-24 Cruise in 2025 // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and Northwest Russia. 2025. Issue 12. P. 177-189. doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-177-189

Skvortsov M.B., Dzyublo A.D., et al. Laptev Sea shelf: qualitative and quantitative assessment of hydrocarbon potential // Oil and gas geology (Geologiya nefti i gaza). 2020. №1. P.5–19. doi: 10.31087/0016-7894-2020-1-5-19

Yumasheva A.K., Poludetkina E.N., Tokarev M.Yu., Rybalko A.Ye., Kil` A.O. Zones of focused discharge of hydrocarbons as an indicator of the oil and gas potential of the subsurface of the North Kara basin // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2022. Issue 9. P. 308-313. doi: 10.24412/2687-1092-2022-9-308-313

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-153-164

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПЛАНОВЫХ ПЕРЕФОРМИРОВАНИЙ В ДЕЛЬТЕ РЕКИ ЛЕНЫ

✉*Прокопьева К.Н.*[1], *Конева У.А.*[2]

[1]Институт водных проблем Российской академии наук, Москва, Россия
[2]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
✉*prokris3@mail.ru*

Исследование посвящено анализу русловых переформирований в дельте реки Лены под влиянием деградации многолетнемерзлых пород (ММП) и климатических изменений. На основе дешифрирования спутниковых снимков за периоды 1964-2000 и 2000-2024 гг. установлено значительное увеличение скорости отступания берегов. Средняя скорость разрушения берегов выросла почти в два раза – с 1,55 м/год (1964–2000) до 2,57 м/год (2000–2024). Наибольшая интенсивность разрушений характерна для Трофимовской протоки, однако наиболее значительный рост скоростей отмечен в Туматской и в нижнем течении Быковской. Выявленная активизация эрозионных процессов обусловлена наблюдаемым в регионе повышением температуры воздуха и многолетнемерзлых пород. Для дальнейшего детального изучения процессов разрушения берегов в августе 2024 г. заложены стационары мониторинга положения береговой линии на о. Самойловский и о. Курунгнах. Результаты работы имеют ключевое значение для оценки стока взвешенных наносов в море Лаптевых.

Ключевые слова: *многолетнемерзлые породы, русловые переформирования, термоэрозия, Ледовый комплекс, дельта Лены, Арктика*

Введение. Дельта реки Лена – крупнейшая в России и Арктике – представляет собой уникальную систему, отличающуюся особым геолого-геоморфологическим строением, историей формирования и сложной многорукавной структурой, включающей более 2000 рукавов и проток [*Большиянов и др., 2013; Гуков, 2001; Михайлов, 1997; Эстуарно-дельтовые системы…, 2007*]. Основным и крупнейшим по водности рукавом дельты, является Трофимовская, образующая одноименную сеть многочисленных проток. На 25-м км от начала Трофимовской от нее отходит рукав Сардахская протока длиной 97 км. Вторая по водности и судоходная – Быковская протока. Центральный сектор дельты представлен сетью Туматских проток. На 10-м км от Туматской протоки отходит Арынская протока, которая присоединяется к Оленёкской протоке в нижнем течении. Западная часть дельты представлена самым длинным рукавом дельты – Оленёкской протокой, которая берет начало у о. Столб и тянется на 210 км до устьевого бара. На 15-м км в нее впадает протока Булкурская, играющая определяющую роль в водности Оленёкской протоки. В нижнем течении Оленёкская разделяется на два небольших водотока, левый из которых – Ангардамская протока. На этом участке, в 40 км от морского края дельты (МКД), в Оленёкский рукав впадает Арынская протока, которая берет свое начало в Туматском секторе дельты (рис. 1). На территории дельты распространены многолетнемерзлые породы (ММП), включая обнажения пород Ледового комплекса, играющие важную роль в региональных углеродных циклах *[Strauss et al., 2017*]. Сегодня устьевая область Лены выполняет важную хозяйственную и логистическую функцию, являясь стратегически важным элементом речного судоходства, имеющим выход к Северному морскому пути.

Дельта Лены представляет собой ключевую зону, где происходит трансформация литогеохимического потока, формирующегося в бассейне Лены и выносимого в акваторию моря Лаптевых и далее в Северный Ледовитый океан. Речной сток вносит значительные объемы пресной воды, взвешенных наносов, органического углерода, оказывая комплексное влияние на процессы, протекающие в арктических морях. Современные климатические изменения особенно ярко проявляются в арктическом

регионе [*Росгидромет, 2022; Rantanen et al., 2022*], где они оказывают комплексное влияние на гидрологические и биогеохимические процессы. Значения тренда повышения температуры воздуха на территории дельты Лены по данным реанализа ERA5-Land составляет +0,95°C/10 лет (здесь и далее согласно коэффициенту корреляции Спирмена при уровне значимости *p*-value < 0,05) за период с 1979 по 2024 гг. С 2000 г. интенсивность потепления возрастала и составила +1,32°C/10 лет (при *p*-value < 0,05).

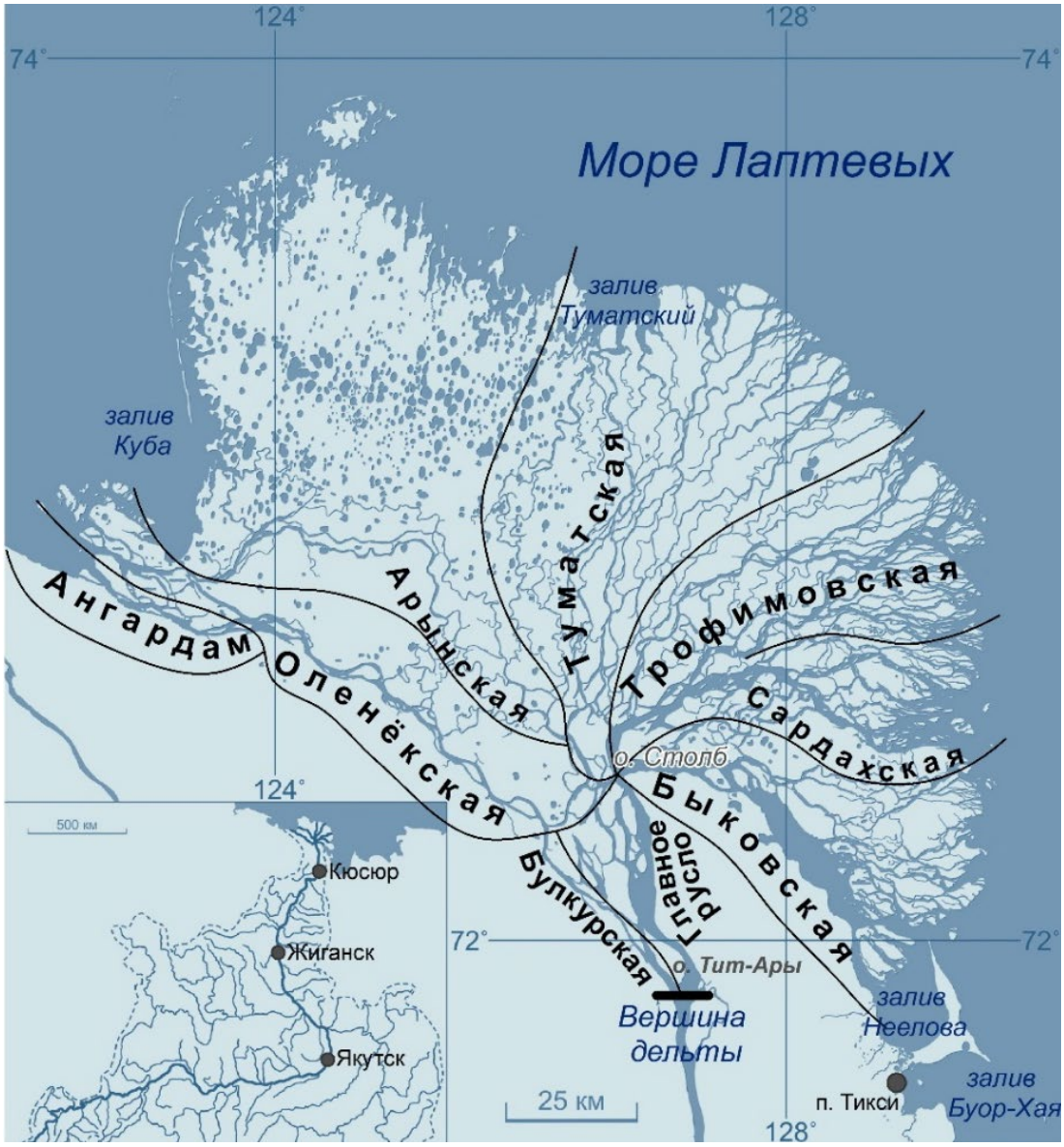


Рис. 1. Карта-схема дельты реки Лены с указанием основных рукавов и секторов

По данным термометрической скважины на о. Самойловский, наблюдения на которой велись с 2006 по 2021 гг., установлено статистически значимое (при *p*-value < 0,05) увеличение температуры ММП на всех глубинах (рис. 2). Максимальные тренды характерны для верхних горизонтов (4,75°C/10 лет на 0,75 м). Значения декадных трендов равномерно уменьшаются по глубине и на отметке 26,75 м достигают значений 1,00°C/10 лет. За исследуемый период среднегодовая температура по всему профилю в среднем увеличилась на 3,25°C, что составляет 2,64°C/10 лет.

Анализ сезонных изменений в период открытой воды (июнь–сентябрь) демонстрирует общую значимую (*p*-value < 0,05) тенденцию к повышению температуры ММП на всех горизонтах, причем более высокие значения наблюдались в 2021 г. Без учета данных за 2006 г. (измерения начались 20 августа), величина тренда на поверхности

составляет 1,71°C/10 лет для периода 2007–2021 гг. Если на поверхности (глубина 0 м), наблюдаются флуктуации температуры (поверхностные горизонты более подвержены внутригодовым колебаниям температуры), то на глубинах 5 м и глубже наблюдается статистически (p-value < 0,05%) значимый многолетний рост температуры ММП и достигает максимума 3,47°C/10 лет на глубине 6,75 м. На самом глубоком горизонте (26,75 м) скорости температурных изменений составляют 1,11°C/10 лет.

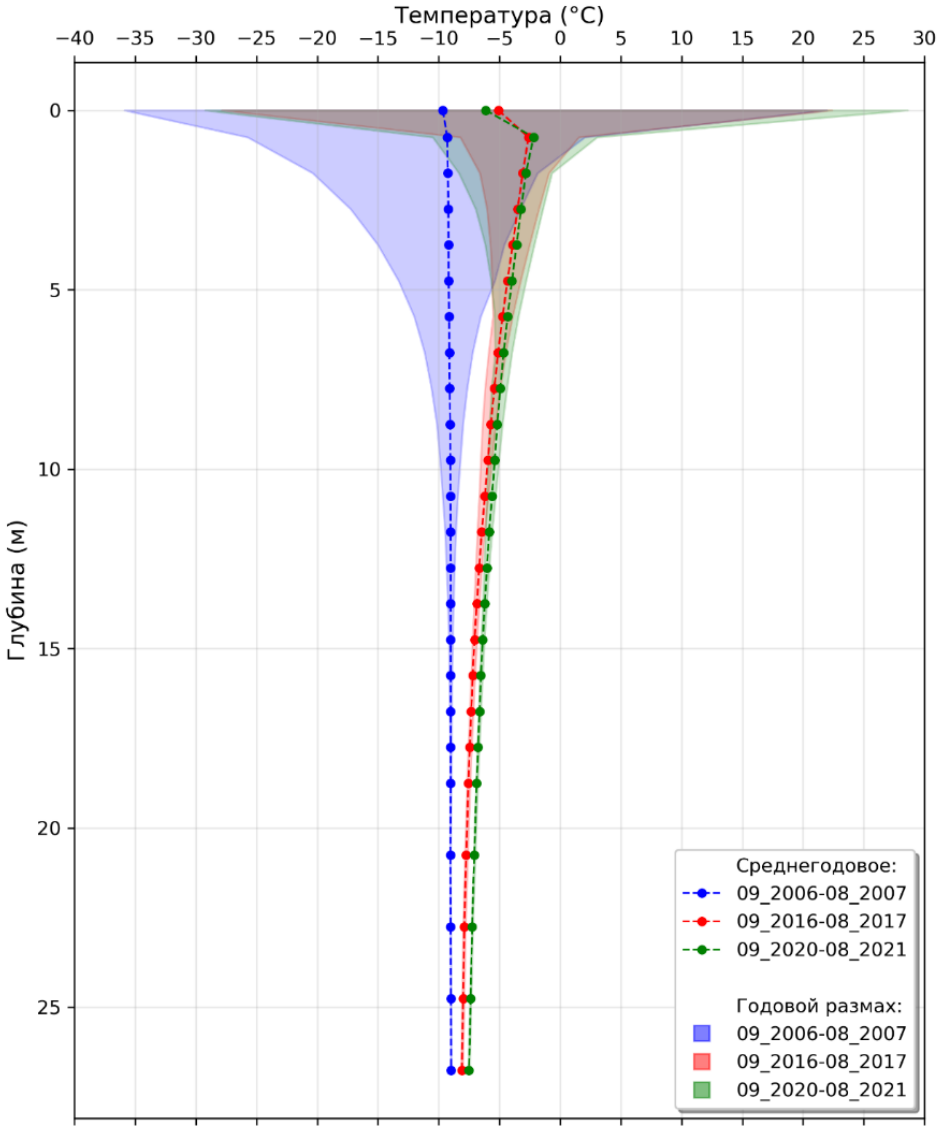


Рис. 2. Среднегодовые, максимальные и минимальные температуры ММП на разных глубинах в период с 2006 по 2017 г. по данным скважины на о. Самойловский [*Boike et al., 2019*], с добавлением автором данных за период 2020–2021 гг.

Однако при интерпретации этих данных необходимо учитывать существенное локальное антропогенное воздействие. Как показано в работе [*Большиянов и др., 2024*] ежегодное снегонакопление у устья скважины является вероятной основной причиной столь высоких темпов роста температур в многолетнем разрезе. Данные независимой 66-метровой скважины, пробуренной в естественных условиях в том же регионе, фиксируют на сопоставимой глубине (26,75 м) существенно меньший тренд потепления – около 0,06°C/год (или 0,6°C/10 лет) [*Большиянов и др., 2024*].

Таким образом, данные по скважине на о. Самойловский, хотя и отражают интенсивное увеличение температур ММП в точке наблюдений, могут не быть репрезентативными для фоновых природных условий дельты Лены из-за сильного локального антропогенного фактора. При этом полученные значения согласуются с

верхней границей диапазона трендов потепления ММП, наблюдаемых в прибрежных районах Арктики по данным глобальной сети мониторинга (например, 0,19-0,59°С/10 лет по данным [*AMAP, 2024*]; ~0,4-0,6°С/10 лет в европейской части России и Западной Сибири по [*Biskaborn et al., 2019; Romanovsky et al., 2019; Smith et al., 2023*]).

В совокупности фиксируемые изменения температуры воздуха и ММП оказывают значительное влияние на развитие эрозионно-аккумулятивных процессов и развитие дельты Лены.

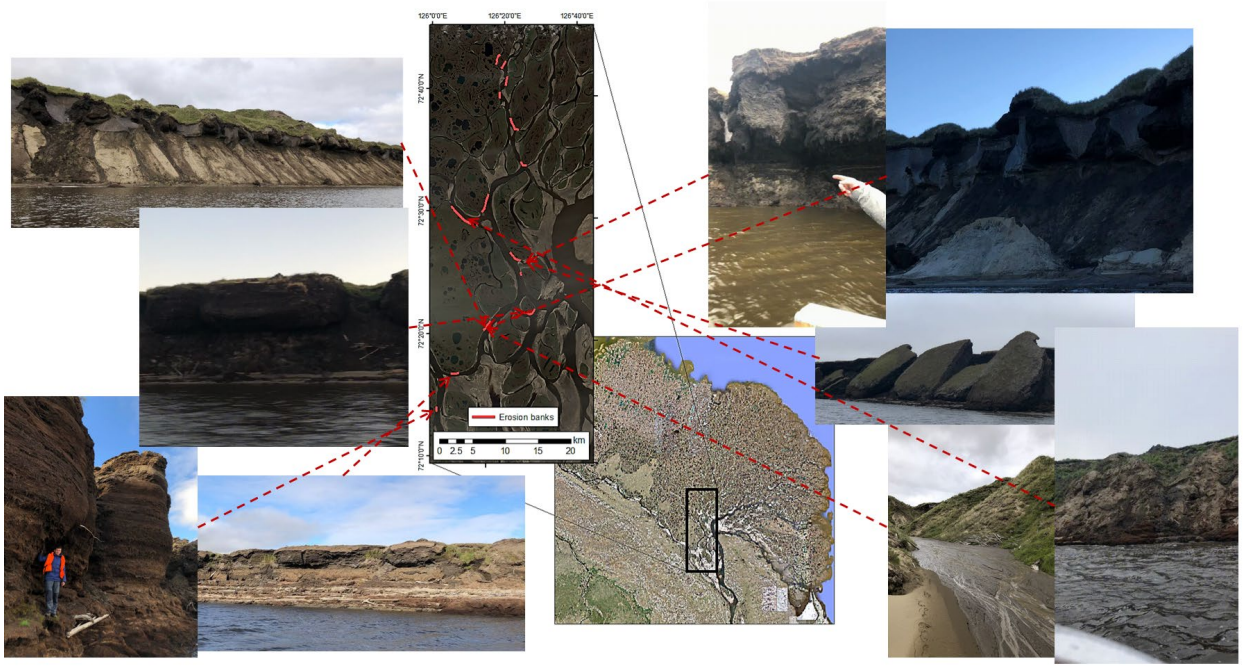


Рис. 3. Термоэрозионные берега дельты Лены (фото автора во время экспедиции в августе 2022 г.)

Материалы и методы. Режим плановых переформирований в дельте р. Лены изучался в ходе анализа темпов и интенсивности разрушения мерзлых берегов аллювиально-морской террасы (по [*Григорьев, 1993*] являющихся 1-й надпойменной террасой, сложенной алевритом и песком, в разной степени обогащенными растительными остатками и поверхности 3-й надпойменной террасы, сложенной породами Ледового комплекса. Проанализированы сектора дельты от вершины у о. Тит-Ары до морского края (кроме Арынской протоки) (рис. 3). Из анализа исключены участки ежегодно затапливаемых пойменных массивов.

Определение границ островов аллювиально-морской террасы в секторах Быковской, Трофимовской, Туматской и Оленёкской проток и их смещения проводилось путем сопоставления серий спутниковых снимков: 1) KeyHole за 1964 год, 2) Landsat 7 за 2000 год, 3) Sentinel-2 за 2024 г. Дешифрирование проводилось как в режиме ручной оцифровки каждого острова (суммарно оцифровано около 23 600 км береговой линии) – для снимков KeyHole и Sentinel, так и методами автоматической обработки путем применения обучаемой классификации к спутниковым снимкам Landsat и Sentinel. В итоге, проанализировано два периода: 1964-2024 (снимки KeyHole и Sentinel в режиме ручной обработки) и 2000-2024 (снимки Landsat и Sentinel в режиме автоматической обработки). Однако сопоставить эти два метода не представляется возможным, поэтому дополнительно проведена ручная обработка 50 ключевых участков, на которых выделены границы островных массивов аллювиально-морской террасы за 1964, 2000 и 2024 г., что позволило провести оценку темпов и интенсивности разрушений за два сравниваемых периода: 1964-2000 (до начала климатических изменений) и 2000-2024 (период активных климатических изменений).

Анализ пространственных различий между секторами дельты проводился на основе регулярной сетки размером 5 км х 5 км, полученной путем построения русловой

сети. Внутри каждой ячейки проводились расчеты суммарного изменения площади эрозионных берегов за периоды 1964-2024 гг. и 2000-2024 гг.

Результаты. Общая площадь разрушений по результатам ручной оцифровки за период с 1964 по 2024 гг. (60 лет) на рассматриваемых участках составила 87,3 км^2, то есть в год в среднем разрушению подвержено около 1,46 км^2 площади островов аллювиально-морской террасы (рис. 4). С учетом длины разрушенных участков, которая составляет 2 138 км, средняя скорость разрушений в дельте Лены за исследуемый период составила 0,68 м/год.

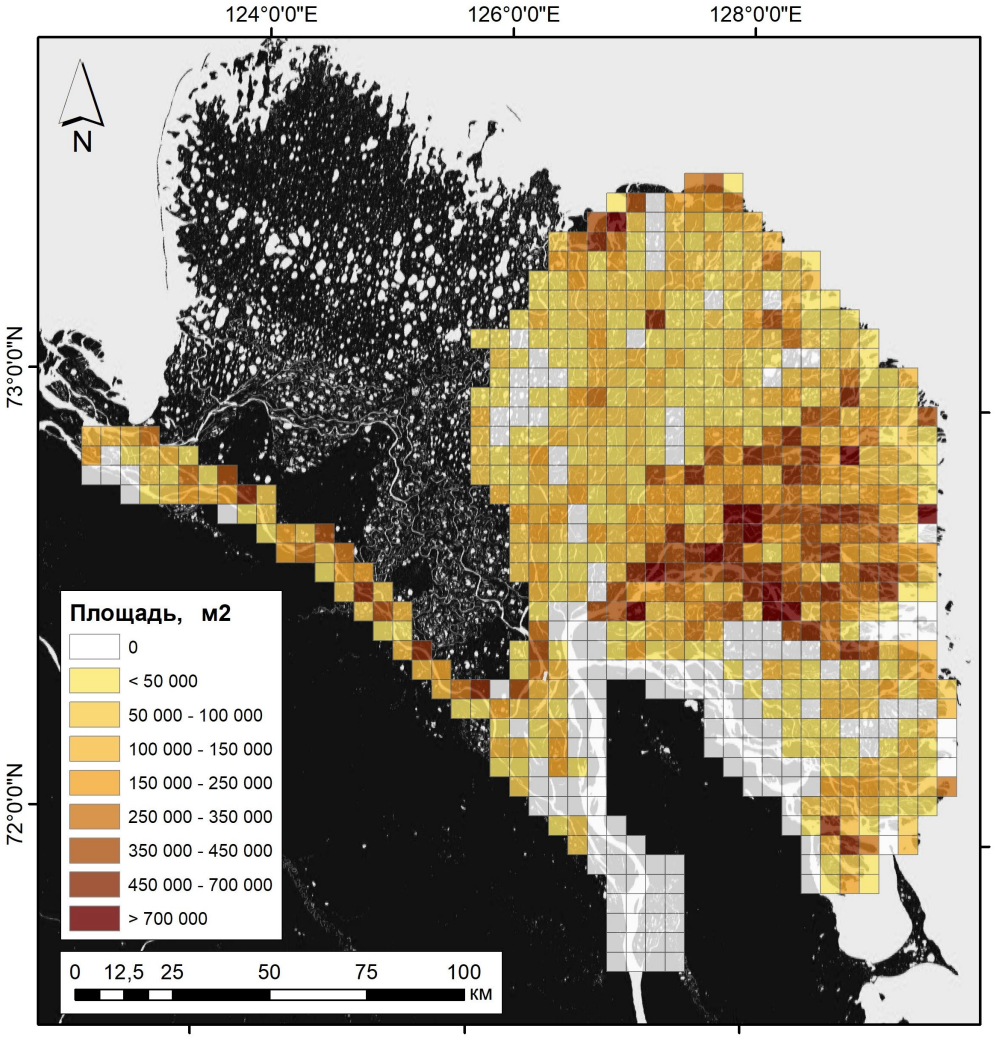


Рис. 4. Пространственное распределение суммы площадей разрушений в ячейках с 1964 по 2024 г.

Максимальные величины суммарной площади разрушения берегов, длины и скорости установлены в секторе Трофимовской протоки, где в среднем за 60 лет переформированиям подверглось 49,6 км^2 площади островов, что составляет 57% от суммарной площади разрушений за 1964-2024 гг. Наибольшие скорости отступания берега отмечены вдоль основного многоводного рукава Трофимовской протоки, а также в районе выхода отложений Ледового комплекса на о. Собо-Сисё (до 15 м/год), расположенного в Сардахской протоке. Средняя за 60 лет скорость разрушения берегов составляет 0,88 м/год. Не менее активно разрушаются берега русла Туматской протоки, где за 60 лет изменениям подверглось свыше 22,9 км^2 (или 26% от суммарного значения для всех изучаемых участков). В этой части прослеживается тренд увеличения площадей при движении от вершиной части рукавов к морскому краю дельты, где активно развиваются термоабразионные процессы. Средняя интенсивность отступания составляет 0,55 м/год. Сравнение этих двух секторов показывает, что, в целом, при равной длине эрозионных берегов, подвергшихся разрушению, активнее разрушаются берега

Трофимовской протоки, что связано с распространением здесь пологих и сегментных излучин и скоростями течения за счет большой водности.

Значительно меньше величина суммарной площади эрозионных берегов в Оленёкской протоке – 9,37 км^2 (или 10,7%), но с учетом общей длины русловой сети этой протоки, пространственное распределение (отношение площади эрозионных берегов к общей длине русла), в среднем, соответствует значениям, наблюдаемым в Трофимовской протоке. Активизация горизонтальных переформирований здесь приурочена к излучинам разветвлено-извилистого русла. Максимальные скорости наблюдаются в вершинах излучин (преимущественно у левого берега) и достигают 5,3 м/год. Средняя скорость составляет 0,74 м/год.

Наименьшие значения площади разрушений установлены для сектора Быковской протоки – 4,14 км^2. Особенностью Быковской протоки является полное отсутствие участков плановых переформирований вдоль основного рукава, что обусловлено геоморфологическим строением дельты – правый берег дельты представляет собой неразмываемый коренной берег Хараулахского хребта, а характерной чертой левобережной части Быковской протоки являются малые глубины, где размывающая способность потока минимальна. Также, Быковская протока является заполняющимся эстуарием в результате подъёма уровня моря *[Коротаев, 1984*]. Участки активных разрушений расположены в нижнем 30-километровом течении до впадения в залив Неёлова и в районе островов, примыкающих к Трофимовскому сектору. Разрушение этих берегов, в первую очередь, связано с абразионным воздействием со стороны моря. Средняя скорость плановых переформирований в нижней части Быковской протоки составляет 0,63 м/год.

Относительно стабильным является участок от вершины дельты (район острова Тит-Ары) до первого «основного» разветвления дельты у о. Столб. Здесь за 60-летний период разрушено около 0,91 км^2 со средней скоростью 0,2 м/год. Однако у левобережных аккумулятивных островов, приуроченных к потоку Главного русла, средняя скорость за 60 лет может достигать и 2 м/год.

Количественная характеристика разрушений берегов за период с 1964 по 2024 гг. представлена в **таблице 1.**

Табл. 1. Сравнительная характеристика эрозионных берегов за период с 1964 по 2024 гг.

Сектор дельты	Площадь разрушений (F), км^2	Площадь в % от F	Скорость, км^2/год	Длина эрозионных берегов, км	Скорость, м/год
Трофимовский	49.6	57.0	0.83	940	0.88
Быковский	4.14	4.76	0.07	110	0.63
Туматский	22.9	26.4	0.38	700	0.55
Оленёкский	9.37	10.8	0.16	210	0.74
Главное Русло	0.91	1.04	0.02	70	0.22
Сумма (*среднее) по дельте	87.0	100	1.45	2030	0.68*

Также по результатам обучаемой классификации получены характеристики горизонтальных деформаций для периода с 2000 по 2024 г. Общая площадь разрушений за период 24 года в изученных протоках и рукавах дельты составила 48,8 км^2, то есть в год на рассматриваемом участке дельты Лены в среднем переформированиям подвержено около 2,03 км^2 площади островов (рис. 5). С учетом длины разрушенных участков, которая составляет 1 364 км, средняя скорость разрушений берегов в дельте Лены за исследуемый период составила 1,49 м/год.

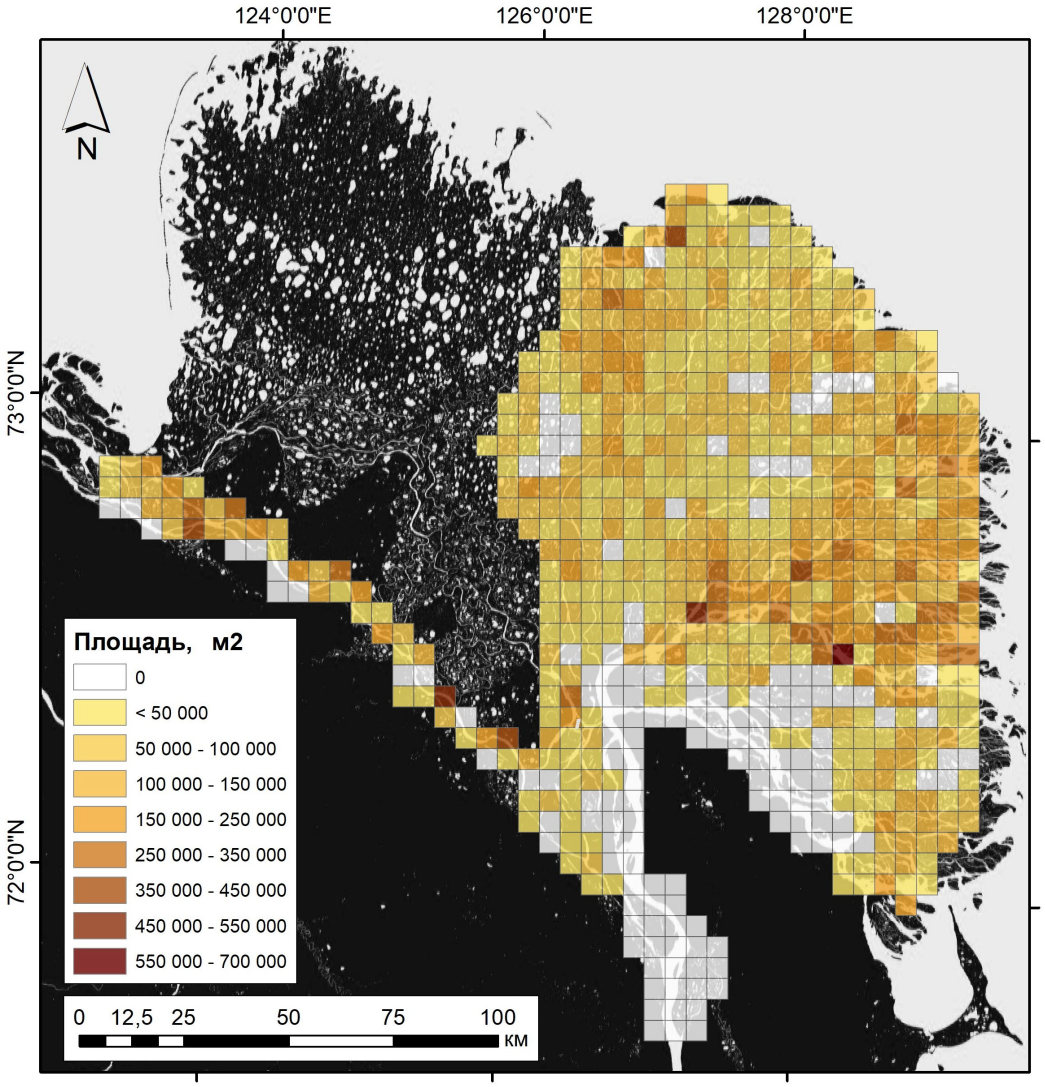


Рис. 5. Пространственное распределение суммы площадей разрушений в ячейках с 2000 по 2024 г.

Наибольшие значения береговых разрушений характерны также для сектора Трофимовской протоки, где переформированиям было подвержено 22,5 км^2 островов, что составляет около 46% от общей площади разрушенных участков с 2000 по 2024 гг. При общей длине разрушений в 597 км, средняя скорость смещения береговой линии составляет 1,57 м/год.

Максимальные средние скорости горизонтальных деформаций характерны для протяженной Оленёкской протоки – 1,70 м/год. Однако за счет меньшей площади этого сектора дельты и меньшей длины разрушенных участков (длина составляет 137 км) в среднем за 24 года разрушилось 5,62 км^2 (11,5%), средняя скорость 0,23 км^2/год.

Не менее активным является крупнейший по площади сектор Туматских проток, где за 24 года разрушению подверглось 16,8 км^2 островов. Суммарная длина разрушенных участков составила 498 км, что соответствует средней скорости 1,41 м/год. Сопоставим по скорости отступания берегов и центральный участок дельты, где скорость в среднем составляет 1,46 м/год – при площади разрушений 0,47 км^2 (1%) и длине измененной береговой линии 13 км.

Количественная характеристика разрушений берегов за период с 2000 по 2024 гг. представлена в таблице 2.

Табл. 2. Сравнительная характеристика эрозионных участков за период с 2000 по 2024 гг.

Сектор дельты	Площадь разрушений (F), км^2	Площадь в % от F	Скорость, км^2/год	Длина эрозионных берегов, км	Скорость, м/год
Трофимовский	22.5	46.2	0.94	597	1.57
Быковский	3.31	6.8	0.14	116	1.18
Туматский	16.8	34.5	0.70	499	1.41
Оленёкский	5.62	11.5	0.23	137	1.70
Главное Русло	0.47	1.0	0.02	13	1.46
Сумма (*среднее) по дельте	48.8	100	2.03	1 362	1.49*

Сравнение двух периодов 1964-2000 гг. и 2000-2024 гг. по данным ручной оцифровки на 50 равномерно распределённых ключевых участках демонстрирует, что темпы переформирований увеличились с 1,56 м/год до 2,57 м/год, то есть увеличение составило 66%. Также увеличились и максимальные скорости горизонтальных деформаций – с 3,02 м/год до 4,78 м/год, в среднем по дельте (табл. 3).

Табл. 3. Сравнение характеристик плановых переформирований за периоды 1964-2000 (1) и 2000-2024 (2)

Участки (количество)	Период	Площадь разрушений (F), км^2	Длина эрозионных берегов, км^2	Средняя скорость, м/год	Изменение средней скорости за период 1 и 2, %	Средняя максимальная скорость, м/год	Изменение средней максимальной скорости за период 1 и 2, %
Среднее по дельте	1	7,99	144	1.55	+66	3.02	+59
	2	9, 81	168	2.57		4.78	
Трофимовская протока (19)	1	4,54	64	1.83	+66	4.21	+56
	2	5,32	74	3.03		6.58	
Туматская протока (13)	1	1,01	28	0.96	+94	1.83	+83
	2	1,52	31	1.87		3.34	
Оленёкская протока (9)	1	1,98	40	1.38	+55	3.11	+32
	2	2,34	48	2.14		4.11	
Быковская протока (6)	1	0,47	14	0.99	+73	1.68	+92
	2	0,62	15	1.71		3.22	

Значительнее всего скорости увеличились на участке Быковской протоки (на островах, расположенных в нижней части рукавов): средние с 0,99 м/год до 1,71 м/год, а максимальные почти в 2 раза – с 1,68 м/год до 3,22 м/год.

Заметные изменения произошли и на участках берегов Туматской протоки, где средняя скорость возросла почти в 2 раза – с 0,96 м/год до 1,87 м/год. Аналогичная тенденция свойственна и максимальным скоростям: увеличение с 1,83 м/год до 3,34 м/год.

Интенсификация скоростей характерна для крупнейшего рукава дельты – Трофимовской протоки. В этой части темпы изменились с 1,83 м/год до 3,03 м/год. Увеличились также и максимальные скорости с 4,21 м/год до 6,58 год. Исключением является уступы обнажения Ледового комплекса острова Собо-Сисё, расположенного в одном из рукавов Трофимовского сектора – Сардахской протоке (**рис. 6**), где скорости плановых переформирований остаются высокими на протяжении двух исследуемых периодов: 1964-2000 гг. – 9,25 м/год, 2000-2024 гг. – 13,8 м/год.

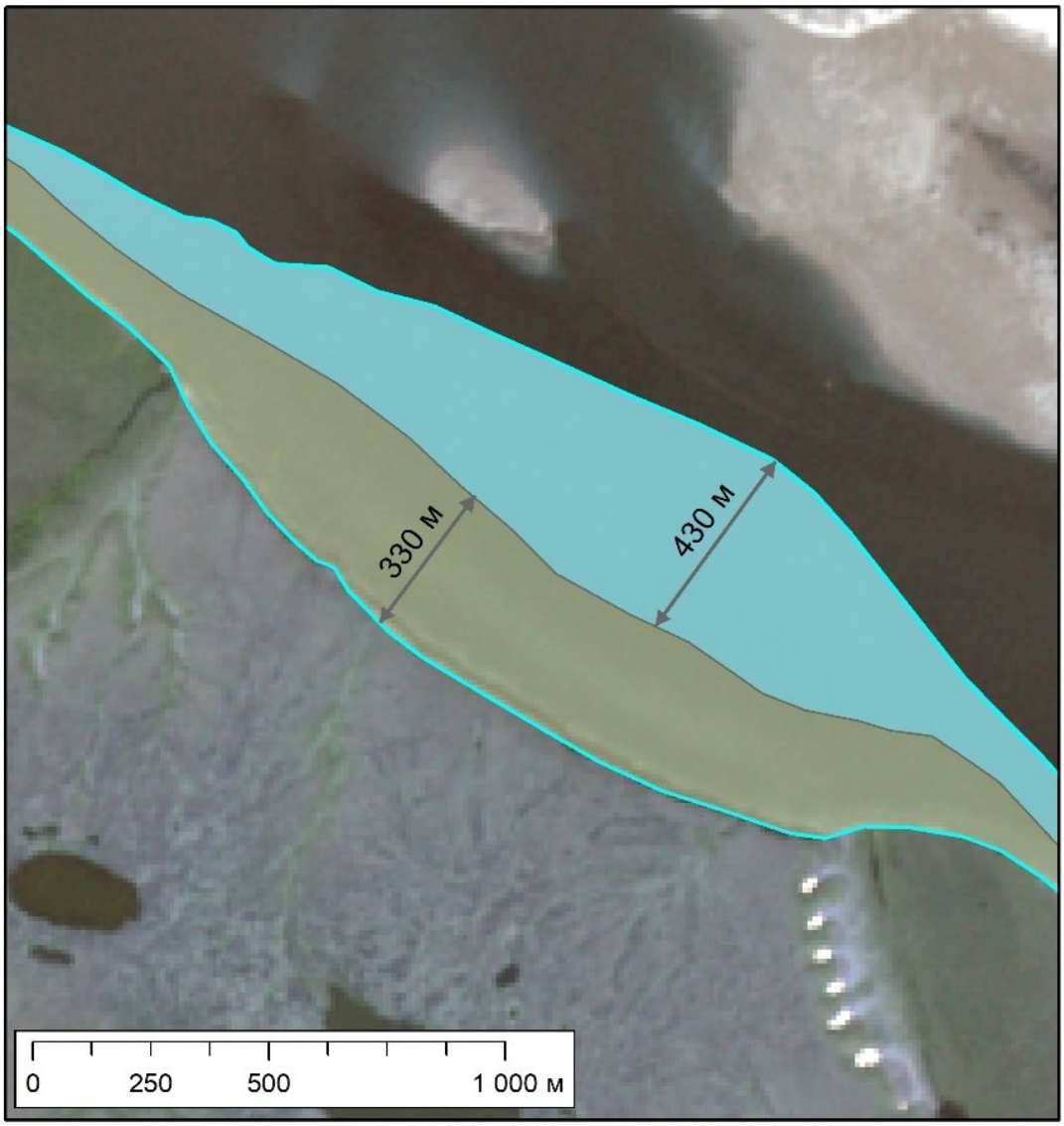


Рис. 6. Темпы разрушений берега о. Собо-Сисё за два периода: 1964-2000 (голубая область) и 2000-2024 (зеленая область).

Полученные результаты, указывающие на ключевую роль термоэрозии в отступании берегов, согласуются с классическими представлениями. Так, [*Григорьев, 1993*] выделяет термическое разрушение как ведущий фактор плановых переформирований в дельте р. Лены. Механизм отступания сопровождается блоковым (или речным по [*Суходровский, 1979*]) разрушением, при котором таяние мерзлоты в совокупности с механическим воздействием потока приводит к крупнообломочному обрушению берегов. Данные настоящего исследования подтверждают, что именно этот комплекс процессов является основной причиной интенсивных плановых переформирований в дельте Лены.

Заключение. Анализ плановых переформирований по спутниковым снимкам показывает, что площади и скорости отступания берегов, сложенных многолетнемерзлыми породами, увеличиваются при движении от вершины дельты к МКД. Максимальные скорости и площади разрушения берегов характерны для сектора Трофимовской протоки. В результате сравнения двух периодов за 1964-2024 гг. и 2000-2024 гг. установлено, что средняя скорость разрушения дельтовых берегов составляет, соответственно, 0,68 м/год и 1,49 м/год. Обнаружено, что в секторах Туматской и Оленёкской проток суммарные площади разрушений могли увеличиться в 1,5-2,8 раза. Выявлено, что на локальных участках, приуроченных к зонам максимальных скоростей

отступания, средние скорости отступания берега увеличились с 1.55 м/год до 2.57 м/год. Установлено, что наибольшие изменения в средних скоростях и суммарной площади разрушений (по дельте) характерны для сектора Туматских проток (прирост более чем в два раза). Вероятно, что тенденция к увеличению скоростей отступания берегов связана с наблюдаемыми в этом регионе повышением температур воздуха и ММП. Однако это требует дальнейшего детального изучения. В связи с этим на о. Самойловский и о. Курунгнах в августе 2024 г. заложены стационары мониторинга положения береговой линии.

Финансирование. Работа выполнена в рамках темы № FMWZ-2025-0001 Государственного задания ИВП РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб: ААНИИ, 2013. 268 с.

Большиянов Д.Ю., Макеев В.М., Ёжикова И.С., Коблашов И.Д. Динамика толщины деятельного слоя грунта и температуры многолетнемёрзлых пород на архипелаге северная земля и в дельте реки лены // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и северо-запада России. 2024. № 11. С. 476–482. doi:10.24412/2687-1092-2024-11-476-482

Григорьев М.Н. Криоморфогенез устьевой области р. Лены. Якутск: Институт мерзлотоведения СО РАН, 1993. 176 с.

Гуков А.Ю. Гидробиология устьевой области реки Лены. М.: Научный мир, 2001. 288 с.

Коротаев В.Н. Формирование гидрографической сети Ленской дельты // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 1984. № 6. С. 39–44.

Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 412 с.

Суходровский В.Л. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. М.: Наука, 1979. 280 с.

Третий Оценочный Доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Росгидромет. 2022.

Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития. М.: ГЕОС, 2007. 445 с.

AMAP Arctic Climate Change Update 2024: Key Trends and Impacts. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). Tromsø, Norway, 2024. 122 p.

Biskaborn B.K. Smith S.L., Noetzli J., Matthes H., Vieira G., Streletskiy D.A., Schoeneich P., Romanovsky V.E., Lewkowicz A.G., Abramov A., Allard M., Boike J., Cable W.L., Christiansen H.H. et al. Permafrost is warming at a global scale // Nature Communications. 2019. Vol. 10. № 1. P. 264. doi:10.1038/s41467-018-08240-4

Boike J., Nitzbon J., Anders K., Grigoriev M., Bolshiyanov D., Langer M., Lange S., Bornemann N., Morgenstern A., Schreiber P., Wille C., Chadburn S., Gouttevin I., Burke E., Kutzbach L. A 16-year record (2002–2017) of permafrost, active-layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River delta, northern Siberia: an opportunity to validate remote-sensing data and land surface, snow, and // Earth Syst. Sci. Data. 2019. Vol. 11. P. 261–299. doi:10.5194/essd-11-261-2019

Rantanen M., Karpechko A.Yu., Lipponen A., Nordling K., Hyvärinen O., Ruosteenoja K., Vihma T., Laaksonen A. The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979 // Communications Earth & Environment. 2022. Vol. 3. № 1. P. 168. doi:10.1038/s43247-022-00498-3

Romanovsky V.E., Smith S.L., Isaksen K., Shiklomanov N.I., Streletskiy D.A., Kholodov A.L., Christiansen H.H., Drozdov D.S., Malkova G.V., Marchenko S.S. Terrestrial Permafrost //

State of the Climate in 2018 // Bulletin of the American Meteorological Society. 2019. P. S153–S156. doi:10.1175/2019BAMSStateoftheClimate.1

Smith S.L., Romanovsky V.E., Isaken K., Nyland K., Shiklomanov N.I., Streletskiy D.A., Christiansen H.H. Permafrost // State of the Climate in 2022. Bulletin of the American Meteorological Society. 2023. Vol. 104. P. S301-S305. doi:10.1175/BAMS-D-23-0079.1

Strauss J., Schirrmeister L., Grosse G., Fortier D., Hugelius G., Knoblauch C., Romanovsky V., Schädel C., et al. Deep Yedoma permafrost: A synthesis of depositional characteristics and carbon vulnerability // Earth-Science Reviews. 2017. Vol. 172. P. 75–86. doi:10.1016/j.earscirev.2017.07.007

PLANFORM DYNAMICS IN THE LENA RIVER DELTA

Prokopeva K.N.[1], Koneva U.A.[2]

[1]Water Problems Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

This study analyzes channel dynamics in the Lena River Delta under the influence of climate change and permafrost degradation. The processing of satellite imagery from 1964–2000 and 2000–2024 revealed a significant increase in the rate of riverbank retreat. The average rate of bank erosion more than doubled: from 1.55 m/year (1964–2000) to 2.57 m/year (2000–2024). The highest intensity of erosion was observed in the Trofimovskaya channel; however, the most significant increase in retreat rates was recorded in the Tumatskaya and Bykovskaya channels. The identified intensification of erosional processes is driven by the observed increase in air and permafrost temperatures in the Arctic region. Monitoring stations were established on Samoylovsky and Kurungnakh Islands in August 2024 to track the riverbank dynamics to facilitate further detailed study of the bank erosion processes. The results of this work are crucial for assessing the suspended sediment load into the Arctic Ocean.

Keywords: *permafrost, channel dynamics, thermal erosion, Ice Complex, Lena River delta, Arctic*

REFERENCES:

Bolshiyanov D.Yu., Makarov A.S., Schneider W., Stoff G. Origin and Development of the Lena River Delta. St.Petersburg: AARI. 2013. 268 p.

Bolshiyanov D.Yu., Makeev V.M., Yozhikov I.S., Koblashov I.D. Dynamic of active layer thickness and permafrost temperature on the Severnaya Zemlya archipelago and in the Lena river delta // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024. Issue 11. P. 476-482. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-476-482

Grigoriev M.N. Cryomorphogenesis of the Lena River Mouth Area. Institut Merzlotovedeniya SO RAN. 1993. 76 p.

Gukov A.Yu. Hydrobiology of the Lena River Estuary Area. Moscow: Nauchnyy Mir. 2001. 288 p.

Korotaev V.N. Formation of the hydrographic network of the Lena Delta // Moscow University Bulletin. Series 5: Geography. 1984. № 6. P. 39–44.

Mikhailov V.N. River Mouths of Russia and Neighboring Countries: Past, Present and Future. Moscow: GEOS. 1997. 412 p.

Sukhodrovsky V.L. Exogenous Relief Formation in the Cryolithozone. M.: Nauka, 1979. 280p.

Third Assessment Report on Climate Change and Its Consequences on the Territory of the Russian Federation. Roshydromet. 2022.

Estuarine-Delta Systems of Russia and China: Hydrological-Morphological Processes, Geomorphology and Development Forecast. Moscow: GEOS, 2007. 445 p.

AMAP Arctic Climate Change Update 2024: Key Trends and Impacts. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP). Tromsø, Norway, 2024. 122 p.

Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J., Matthes H., Vieira G., Streletskiy D.A., Schoeneich P., Romanovsky V.E., Lewkowicz A.G., Abramov A., Allard M., Boike J., Cable W.L., Christiansen H.H. et al. Permafrost is warming at a global scale // Nature Communications. 2019. Vol. 10. № 1. P. 264. doi:10.1038/s41467-018-08240-4

Boike J., Nitzbon J., Anders K., Grigoriev M., Bolshiyanov D., Langer M., Lange S., Bornemann N., Morgenstern A., Schreiber P., Wille C., Chadburn S., Gouttevin I., Burke E., Kutzbach L. A 16-year record (2002–2017) of permafrost, active-layer, and meteorological conditions at the Samoylov Island Arctic permafrost research site, Lena River delta, northern Siberia: an opportunity to validate remote-sensing data and land surface, snow, and // Earth Syst. Sci. Data. 2019. Vol. 11. P. 261–299. doi:10.5194/essd-11-261-2019

Rantanen M., Karpechko A.Yu., Lipponen A., Nordling K., Hyvärinen O., Ruosteenoja K., Vihma T., Laaksonen A. The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979 // Communications Earth & Environment. 2022. Vol. 3. № 1. P. 168. doi:10.1038/s43247-022-00498-3

Romanovsky V.E., Smith S.L., Isaksen K., Shiklomanov N.I., Streletskiy D.A., Kholodov A.L., Christiansen H.H., Drozdov D.S., Malkova G.V., Marchenko S.S. Terrestrial Permafrost // State of the Climate in 2018 // Bulletin of the American Meteorological Society. 2019. P. S153–S156. doi:10.1175/2019BAMSStateoftheClimate.1

Smith S.L., Romanovsky V.E., Isaken K., Nyland K., Shiklomanov N.I., Streletskiy D.A., Christiansen H.H. Permafrost // State of the Climate in 2022. Bulletin of the American Meteorological Society. 2023. Vol. 104. P. S301-S305. doi:10.1175/BAMS-D-23-0079.1

Strauss J., Schirrmeister L., Grosse G., Fortier D., Hugelius G., Knoblauch C., Romanovsky V., Schädel C., et al. Deep Yedoma permafrost: A synthesis of depositional characteristics and carbon vulnerability // Earth-Science Reviews. 2017. Vol. 172. P. 75–86. doi:10.1016/j.earscirev.2017.07.007

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-165-176

ТЕМПЕРАТУРА И ЗАСОЛЕННОСТЬ ГРУНТОВ КРИОЛИТОЗОНЫ МЕЛКОВОДНОЙ АКВАТОРИИ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ

✉ *С.И. Рокос, С.Н. Куликов*

АО «АМИГЭ», Мурманск, Россия
✉ *RokosSI@rusgeology.ru*

Субаквальная реликтовая криолитозона, развитая в пределах рассматриваемого региона, включает мерзлые льдистые отложения и талые охлажденные грунты, не содержащие в своем составе льда. Мерзлые грунты имеют островное распространение. Массивы мерзлых грунтов разделены обширными таликами, в которых развиты протаявшие охлажденные образования. Показано, что температура многолетнемерзлых грунтов в диапазоне глубин от поверхности дна до 100 м изменяется безградиентно от –1.5 до 0.0°С и весьма близка к температуре замерзания и/или таяния. Тип засоления мерзлых и охлажденных грунтов в основном морской хлоридный. По своей засоленности мерзлые образования относятся в основном к незасоленным или слабозасоленным грунтам, концентрация солей в поровом растворе обычно не превышают 20 ‰. Протаявшие грунты в таликах и слоях, перекрывающих мерзлые отложения, в основном засоленные, концентрации солей в поровом растворе изменяется от 20-30 до 40-50 ‰ и более. Температура этих образований изменяется от –0.24°С до околонулевых значений. Предполагается, что изменения показателей засоленности и состава ионного комплекса водорастворимых солей в протаявших и мерзлых грунтах в основном обусловлены их миграцией при промерзании.

Ключевые слова: Печорское море, субаквальная криолитозона, многолетнемерзлые грунты, охлажденные грунты, температура грунта, засоленность грунта, четвертичные отложения

Введение. В границах арктического шельфа, который включает и мелководную акваторию Печорского моря (глубина моря менее 100 м), широко развита субаквальная криолитозона. Она сформировалась в течение последней поздненеоплейстоценовой регрессии и включает как мерзлые (льдистые), так и охлажденные грунты. В течение этой регрессии уровень моря на всем арктическом шельфе опустился до отметок около -100 м. В условиях холодного климата это привело к глубокому (до 300-500 м от поверхности) промерзанию осадочной толщи [*Angelopoulos et al., 2020; Osterkamp, 2001; Куликов, Рокос, 2017; Рокос и др., 2009*]. Температура и засоленность отложений субаквальной криолитозоны, очевидно, определяются условиями, сформированными ее эволюцией или историей развития. В этой связи представляется необходимым рассмотреть данные о температуре и засоленности криолитозоны рассматриваемой акватории как результат эволюции субаквальной криолитозоны мелководной акватории Печорского моря.

Представленная работа основана на материалах, полученных АО «Арктические Морские Инженерно-Геологические Экспедиции» (АМИГЭ).

Мерзлые и охлажденные грунты. В мелководной акватории Печорского моря мерзлые грунты (имеющие отрицательную температуру и содержащие в своем составе лед) и охлажденные отложения (имеющие отрицательную температуру, но не содержащие льда) залегают в верхней части разреза в составе толщи плиоцен-четвертичных отложений.

Стратиграфия верхней части разреза. Согласно стратиграфической схемы, принятой в АМИГЭ [*Куликов, Рокос, 2017*], данная толща расчленяется на следующие стратиграфо-генетические комплексы (снизу вверх):

- *Морской плиоцен-эоплейстоценовый N_2-е?*
- *Морской, ледово-морской нижне-средненеоплейстоценовый (роговская свита)*
  - *Нижняя песчаная пачка mI-II^{1}rg*
  - *Верхняя глинисто-суглинистая пачка m-gmI-II^{2}rg*

• *Морской верхненеоплейстоценовый (микулинский горизонт) $mIII^1mk$*

• *Озерно-аллювиальный верхненеоплейстоценовый (калининский горизонт) $laIII^2kl$*

• *Морской, аллювиально-морской верхненеоплейстоценовый (ленинградский горизонт) $mIII^3ln$*

• *Морской голоценовый mH*

Условия залегания и литология. В границах мелководной области Печорского моря мерзлые грунты были вскрыты целым рядом скважин (рис.1, 2). Наибольшее количество случаев обнаружения мерзлых грунтов (в девяти скважинах) имело место на участке акватории, примыкающем к пос. Варандей (рис. 3). На объекте «Диапиры» мерзлые отложения установлены в кернах четырех скважин (рис. 4). В других районах Печорского моря мерзлые образования обнаружены в единичных разрозненных скважинах.

В разрезах скважин мерзлые толщи имеют в основном слоистое строение. В кернах наблюдается чередование интервалов мерзлых льдистых и талых охлажденных грунтов. Кровля мерзлых толщ залегает на глубине от 17 до 53 м ниже дна. Суммарная мощность достигает 20-30 м и более. Подошва мерзлых интервалах вскрывается рядом скважин на глубинах более 100 м от дна.

Исключение из этого ряда составляют мерзлые образования, развитые на объекте «Диапиры», в пределах которого на дне выделяются многочисленные локальные поднятия. На сводах этих поднятий мерзлые грунты были вскрыты скважинами на глубине менее 0.5 м от дна, а мощность мерзлой толщи достигает здесь 100 м и более. Это связано с тем, что в пределах площади данного объекта мерзлые грунты, предположительно, выпучены к поверхности под действием аномально высоких пластовых давлений (АВПД) в подмерзлотных мелких залежах приповерхностного газа [*Бондарев и др., 2002*]. Как на сводах поднятий, так и на участках между ними мерзлая толща в разрезе сплошная.

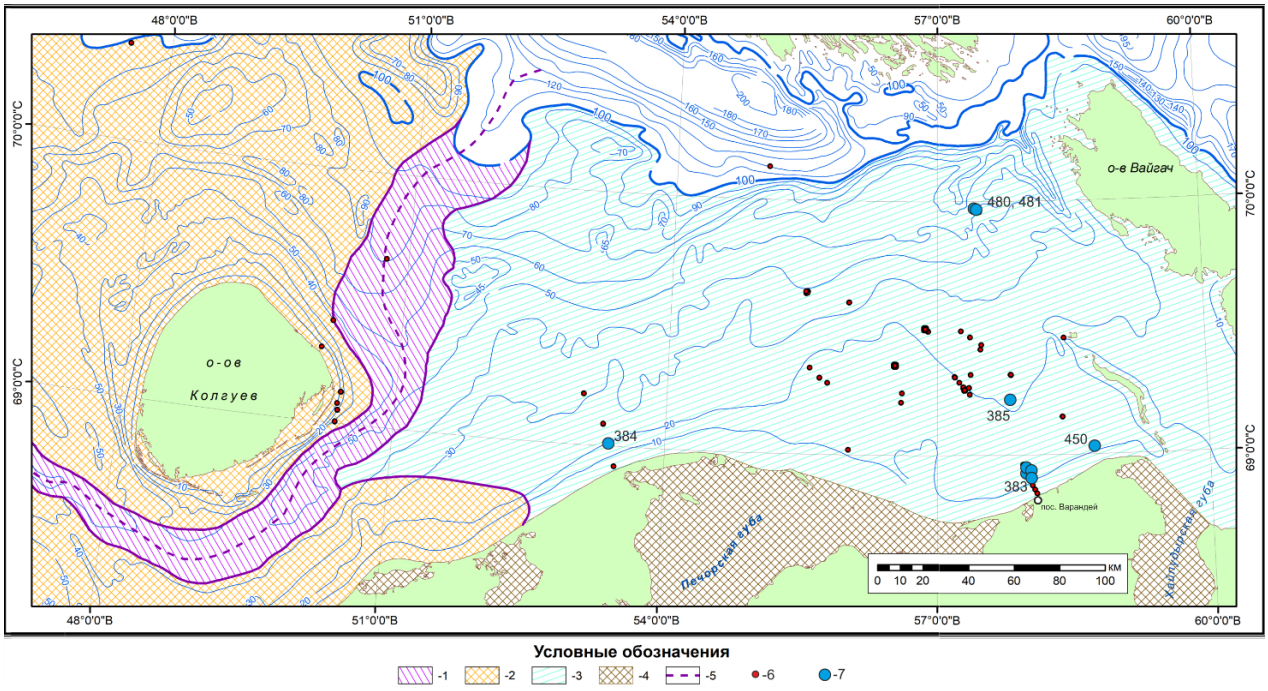


Рис. 1. Субаквальная криолитозона и местоположение скважин, вскрывших мерзлые грунты. Обозначения: 1 – Восточно-Колгуевский талик, 2 – область осушения, подвергнувшаяся растеплению, 3 – область распространения мерзлых и охлажденных грунтов, 4 – современные талики, приуроченные к речным эстуариям, 5 – тальвег Восточно-Колгуевского желоба, 6 – опорные скважины, не вскрывшие мерзлые грунты, 7 – опорные скважины, вскрывшие мерзлые образования.

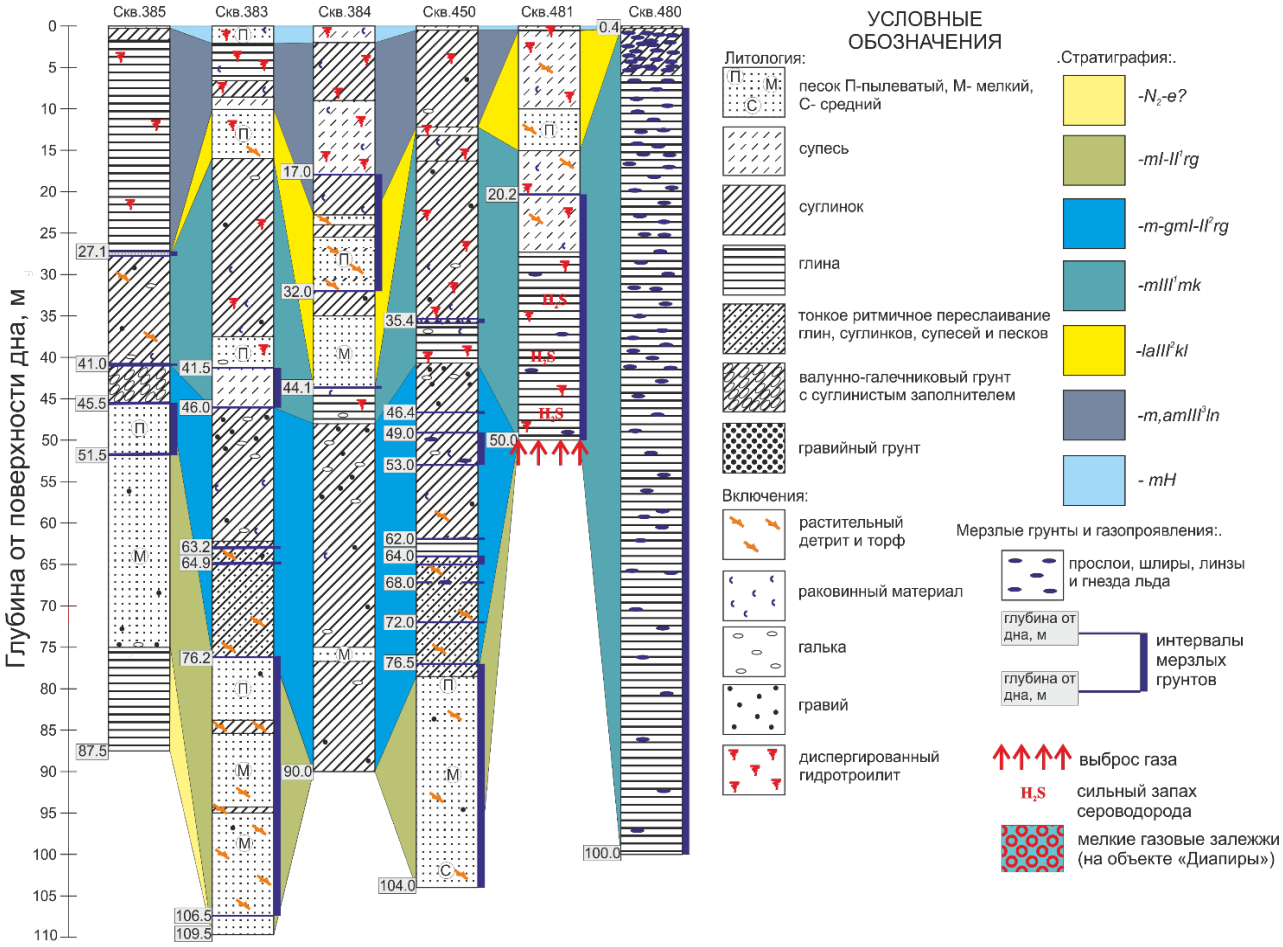


Рис. 2. Корреляция разрезов опорных скважин, вскрывших мерзлые грунты (местоположение скважин см. рис. 1)

Охлажденные грунты установлены в интервалах между поверхностью дна и кровлей первого от поверхности мерзлого слоя и в интервалах между мерзлыми слоями в разрезах скважин, а также на участках (таликах), где мерзлых грунты в кернах отсутствуют.

Мерзлые грунты представлены в основном пластичномерзлыми глинами и суглинками со слоистой криотекстурой, а также супесями и песками в основном мелкого и пылеватого состава с массивной криотекстурой. Ледяные шлиры часто наклонные и формируют, вероятно, крупносетчатую криотекстуру, фрагменты которой и наблюдаются в керне. Текстурный лед пресный прозрачный стекловатый, реже молочно-белый. На объекте «Диапиры» скважиной № 480 были вскрыты глины с атакситовой криотекстурой (содержание льда в верхних интервалах превышало 50%). Также в толщах пластичномерзлых и/или охлажденных глин, суглинков и супесей не содержащих видимых ледяных включений, часто встречаются тонкие текстурного уровня прослойки мерзлого песка с массивной криотекстурой.

Мерзлые грунты, вскрытые скважинами в районе акватории у побережья пос. Варандей (скважина № 383 и др.), в разрезе скважины №384, а также на площади Поморского месторождения (скважина № 385), представлены мелкими и пылеватыми песками, реже супесями с массивной криотекстурой. В разрезе скважины № 450 в составе мерзлых образований присутствуют пески с массивной криотекстурой и пластично мерзлые суглинки с линзовидно-слоистой криотекстурой, а также мерзлый гравийный грунт с песчаным заполнителем, имеющим массивную криотекстуру. На объекте «Диапиры» в составе мерзлых отложений вскрыты супеси и пески с массивной криотекстурой, а также глины со слоисто-сетчатой и атакситовой криотекстурами.

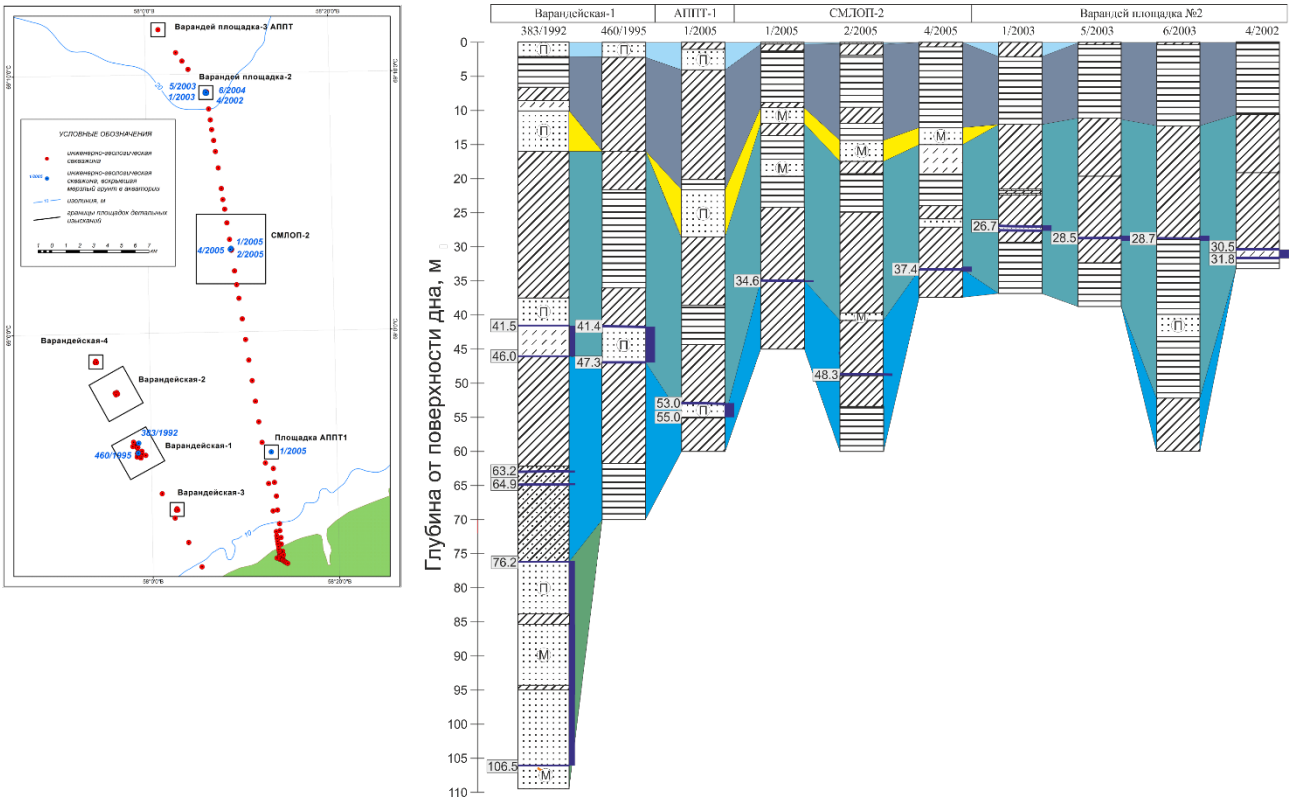


Рис. 3. Корреляция скважин, вскрывших мерзлые грунты в районе пос. Варандей.
Слева карта местоположения скважин (красные кружки - инженерно-геологические скважины в акватории и на суше, синие кружки – скважины в акватории, вскрывшие мерзлые грунты.
Справа – литологические колонки: Варандейская-1, Варандей площадка № 2, площадка АППТ-1 (автоматическая полупогружная турель)-1, СМЛОП-2 (стационарная морская ледостойкая платформа). Условные обозначения к колонкам скважин см. рис. 2.

Температура и засоленность. Значения температуры получены путем измерений в кернах скважин и методом термостатического зондирования (temperature cone penetration test – TCPT). Засоленность определялась лабораторными методами по пробам из кернового материала. Для верификации измеренных значений температуры применялись оценки температуры начала замерзания и/или таяния (T_{bf}), рассчитанные согласно п. Б.5 Свода Правил (СП) 25.13330.2012 «СНиП 2.02.04-88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах» в зависимости от состава и засоленности.

Измерения температуры грунтов проведены в опорных скважинах, вскрывших мерзлые грунты №№ 481 и 482. Также разрозненные температурные измерения выполнены в районе пос. Варандей в скважинах, в кернах которых присутствовали мерзлые образования. Кроме того, в районе скважины № 210 на Приразломной площади и № 450 на площади Медынское-море выполнено TCPT и измерения температуры в кернах.

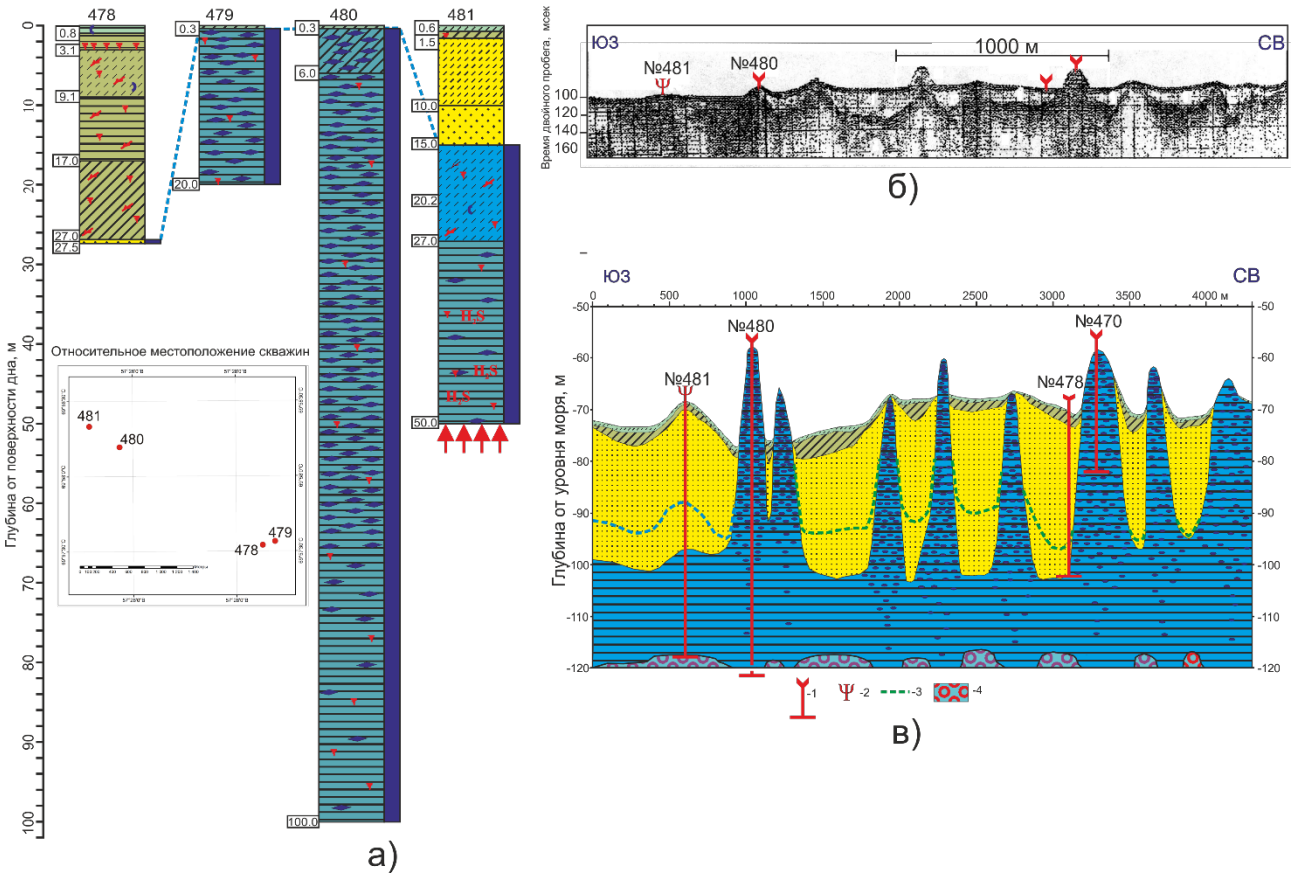


Рис. 4. Мерзлые грунты, вскрытые скважинами на объекте «Диапиры»: а) корреляция колонок скважин; б) временной разрез профиля сейсмоакустического профилирования, пересекающий местоположение скважин; в) интерпретация временного разреза. Условные обозначения на см. рис. 2

Наиболее полный ряд измерений температуры керна и ТСРТ был получен по скважине № 450 (Рис. 5). Здесь, помимо измерений температуры, также выполнены параллельные определения засоленности и удельного электрического сопротивления (УЭС) керна до глубины около 100 м от дна. В разрезе этой скважины температура мерзлых и охлажденных грунтов изменяются безградиентно в диапазоне от –1.12 до 0.00°С. Минимальная зафиксированная температура мерзлых грунтов составила –1.12°С (по данным ТСРТ), максимальная – около – 0.20°С.

На графике УЭС в пропластках мерзлых грунтов наблюдаются резкие пиковые увеличения значений этого показателя. В талых образованиях величина данного показателя снижается до 100 ом*м и ниже. Максимальные значения УЭС до 500 – 750 ом*м и выше наблюдаются в мерзлых слоях глинисто-суглинистого состава, а также в мерзлом прослое крупнообломочного грунта в интервале 35.2 – 35.4 м от дна. В мерзлых песчано-супесчаных отложениях величина УЭС ниже и не превышает 250 ом*м в верхних интервалах. В нижней части вскрытого интервала в толще мерзлых песков роговской свиты значения УЭС увеличиваются вниз по разрезу превышая указанную величину, что может быть связано с увеличением льдистости и огрублением гранулометрического состава, а также снижением засоленности (рис. 5).

Кроме того, в ряде интервалов, где видимые признаки наличия льда отсутствуют, отмечены повышенные значения УЭС. Можно предположить, что в этих интервалах развиты пластичномерзлые глинисто-суглинистые грунты, не содержащие в своем составе сегрегационного льда.

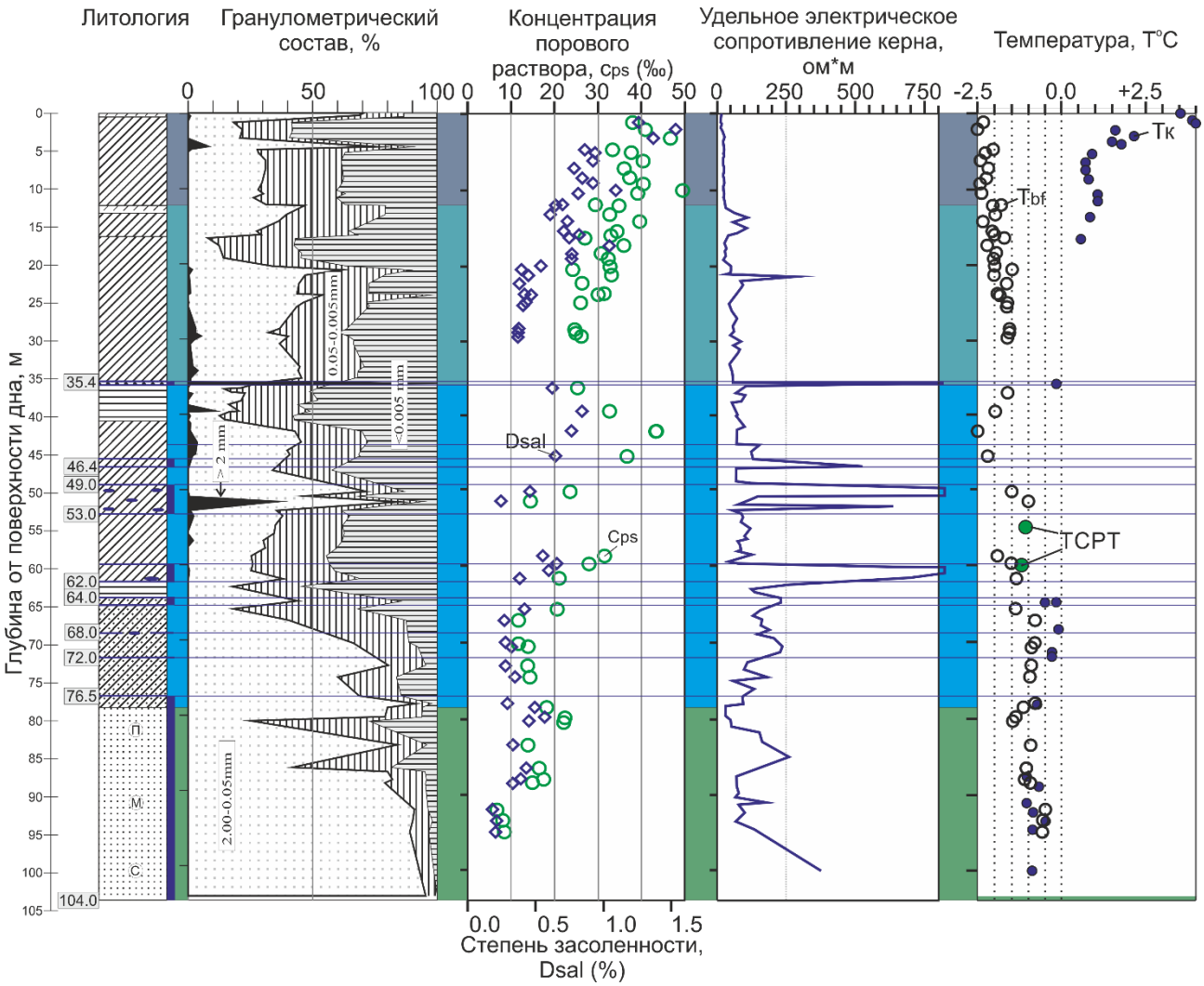


Рис. 5. Изменчивость температуры грунтов, электрического сопротивления керна, засоленности и гранулометрического состава по разрезу скважины № 450. Условные обозначения: T_{bf} – температура начала замерзания, Тк – температура керна, TCPT – температура по данным TCPT. Остальные обозначения см. рис. 2.

В скважинах №№ 480 и 481 на объекте «Диапиры» также получены достаточно представительные выборки измерений температуры керна (рис. 6а). Однако, здесь определения засоленности грунта не проводились, что не позволило определить температуру начала замерзания и надежно верифицировать температурные данные. В скважине № 481, расположенной на своде одного из диапироподобных поднятий, температуры мерзлых грунтов, залегающих вблизи поверхности дна до глубины около 100 м составили от –1.5 до –0.8°С (см. рис. 4, 6а). Отмечается достаточно выраженный положительный градиент, составляющий около 0.006 – 0.007°С/м.

В скважине № 482, расположенной на участке между диапироподобными поднятиями, температура мерзлых грунтов, залегающих под слоем образований с положительной температурой (до глубины около 19 м от дна), находится в том же температурном диапазоне, что и в скважине № 481. В разрезе этой скважины температурный градиент не выражен.

В морской акватории, примыкающей к побережью в районе пос. Варандей, в ряде скважин были также проведены разрозненные измерения температуры керна и TCPT (Рис. 6б). Согласно данным этих измерений температура в интервале от поверхности дна до глубин 50-60 м в мерзлых грунтах изменяется от –1.2 до –0.4°С. Температура талых образований околонулевая. Вниз по разрезу значения температуры изменяются безградиентно.

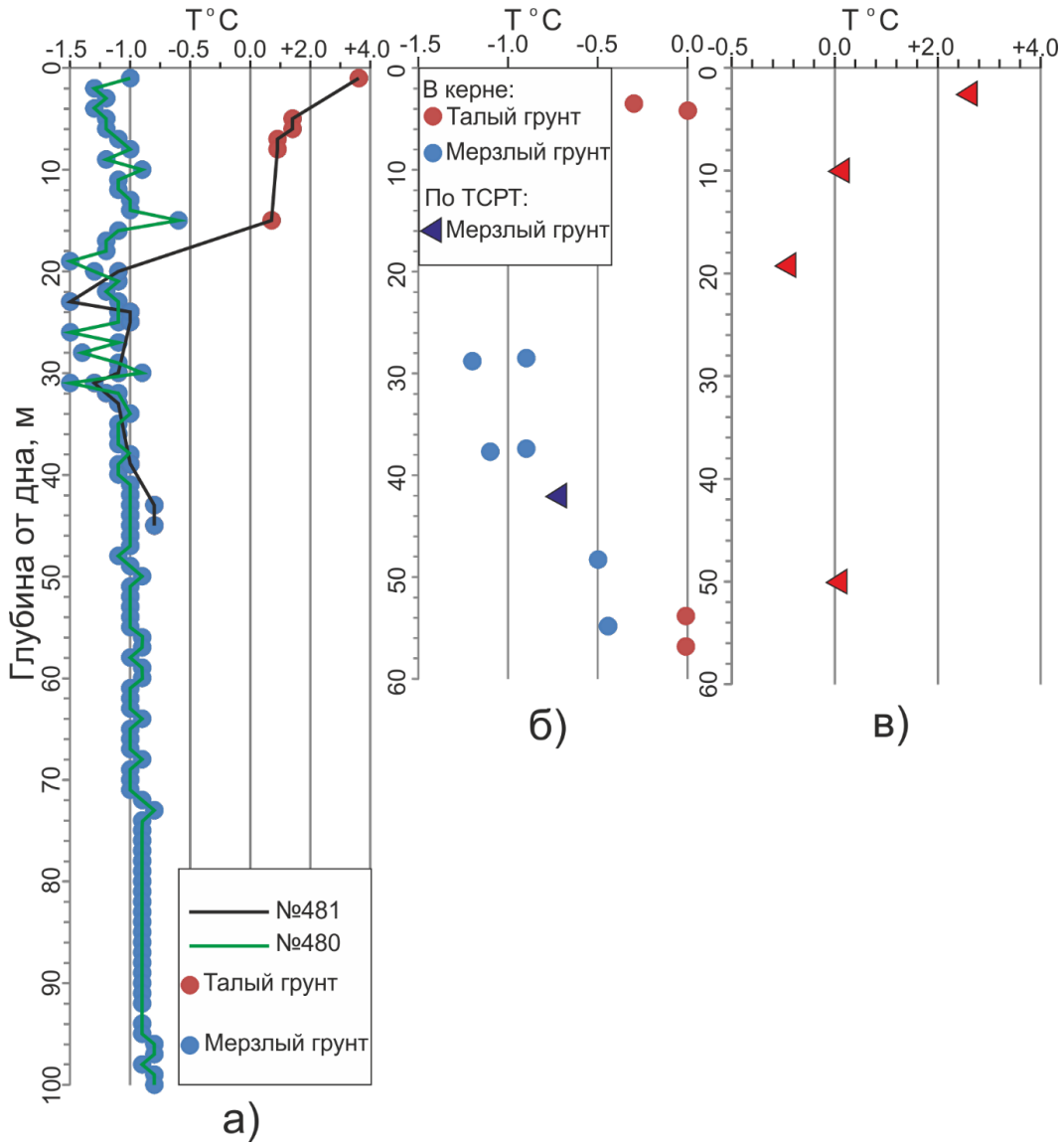


Рис. 6. Сводные графики значений температуры керна: а) по объекту «Диапиры», б) температуры в керне и по данным ТСРТ в акватории у пос. Варандей, в) температурных измерений ТСРТ в районе скважины № 210, Приразломное месторождение.

Засоленность в мерзлых грунтах здесь не определялась. Однако, ее значения были получены в коррелятных интервалах соседних скважин. Это позволило оценить температуру начала замерзания мерзлых слоев, которая составила от –0.90 до –0.15°С. Данные значения соответствуют диапазону температуры мерзлых грунтов, что подтверждает достоверность температурных измерений.

Измерения температуры охлажденных грунтов, развитых в границах одного из таликов, были проведены с помощью ТСРТ в районе скважины № 210 (Приразломное месторождение). Эта скважина глубиной 130.5 м от дна мерзлых образований не вскрыла. По данным проведенных измерений температура здесь резко понижается от поверхности дна и переходит в область отрицательных значений (–0.24°С) на глубине 19.2 м от дна (рис. 6в). Следующий замер, выполненный на глубине 50 м от дна, показал околонулевое значение.

В соответствие с ГОСТ 25100-2020 по значениям степени засоленности (D_{sal}) мерзлые грунты относятся в основном к незасоленным – слабозасоленным, талые к слабо – среднезасоленным. Концентрация солей в поровом растворе талых плейстоценовых образованиях составляет обычно 20-30 ‰ и выше (до 50 ‰ и более). В мерзлых отложениях значения этого показателя обычно ниже 20 ‰ (рис. 7). В составе ионного

комплекса водорастворимых солей как мерзлых, так и талых (протаявших) отложений преобладают Cl^- и $Na^+ + K^+$.

Обсуждение. Мерзлые и охлажденные грунты, установленные в описанных выше скважинах, формируют субаквальную криолитозону Печорского моря. Внешняя мористая граница этой области проходит по изобате 100 м (см. рис. 1), что приближенно соответствует уровню последней поздненеоплейстоценовой регрессии. С запада, северо-запада данная область ограничивается Восточно-Колгуевским таликом, который, вероятно, приурочен к древнему верхневалдайскому эстуарию, а также обширным мелководьем, в пределах которого донные грунты имеют положительную температуру (вследствие воздействия теплых течений). В современных эстуариях рек Печорской низменности, впадающих в море, также, вероятно, имеют место сквозные талики.

В ходе трансгрессии современного арктического бассейна она вызвала повышение температуры в верхних слоях осадочной толщи. В результате ранее сформированная мерзлая толща существенно протаяла (деградировала). К настоящему времени мерзлые льдистые грунты сохранились в виде локальных массивов, разделенные таликами (островной характер распространения мерзлоты). При деградации мерзлоты в ходе трансгрессии, по мере повышения температуры, вначале протаивали наименее льдистые и наиболее засоленные грунты. Наименее засоленные и наиболее льдистые образования протаивали в последнюю очередь. Предполагается, что в настоящее время грунты в локальных мерзлых массивах находятся в квазистационарном состоянии и испытывают медленное таяние сверху от поверхности дна под воздействием тепла морской воды и снизу под воздействием глубинного теплового потока [*Куликов, Рокос, 2017; Рокос и др., 2009*].

Согласно имеющимся представлениям [*Angelopoulos et al., 2020; Osterkamp, 2001*] температура реликтовых субаквальных мерзлых толщ имеет отрицательные значения, близкие к температуре фазового перехода. Изменение температуры по разрезам слоистых мерзлых образований носят безградиентный характер. Минимальные значения температуры приурочены к средним частям промерзавших при регрессии интервалов глубин, по направлению к кровле и подошве температура увеличивается.

В рассматриваемом регионе измеренные значения температуры и характер их распределения по разрезам скважин вполне соответствует этим представлениям. Действительно, представленные данные показывают, что температура мерзлых грунтов относительно высокая и весьма близка по своим значениям к температуре начала замерзания. Разница между этими показателями составляет в основном 0.1 – 0.2°C и меньше. С учетом точности или погрешности измерений такие данные позволяют рассматривать полученные значения температуры как достаточно близкие к in situ.

Температурный градиент во всех скважинах (за исключением скв. № 480), вскрывших мерзлые грунты, не выражен. В интервале от поверхности дна, где температура соответствует температуре морской придонной воды, до кровли первого от поверхности слоя мерзлых грунтов наблюдается снижение значений с относительно высоким градиентом. На некоторой глубине эти значения переходят в отрицательную область.

Ниже кровли первого от поверхности слоя мерзлых образований температуры, сохраняя свои отрицательные значения (в т.ч. и в протаявших интервалах между слоями мерзлых льдистых грунтов), также изменяется безградиентно.

Очевидно, что такой характер изменения значений температуры обусловлен протаиванием мерзлых толщ от поверхности дна под тепловым воздействием морской водной толщи. Среднегодовая температура придонной воды в районах пробуренных скважин, хотя и является относительно низкой (вплоть до отрицательной), но, тем не менее, превышает значения фазового перехода.

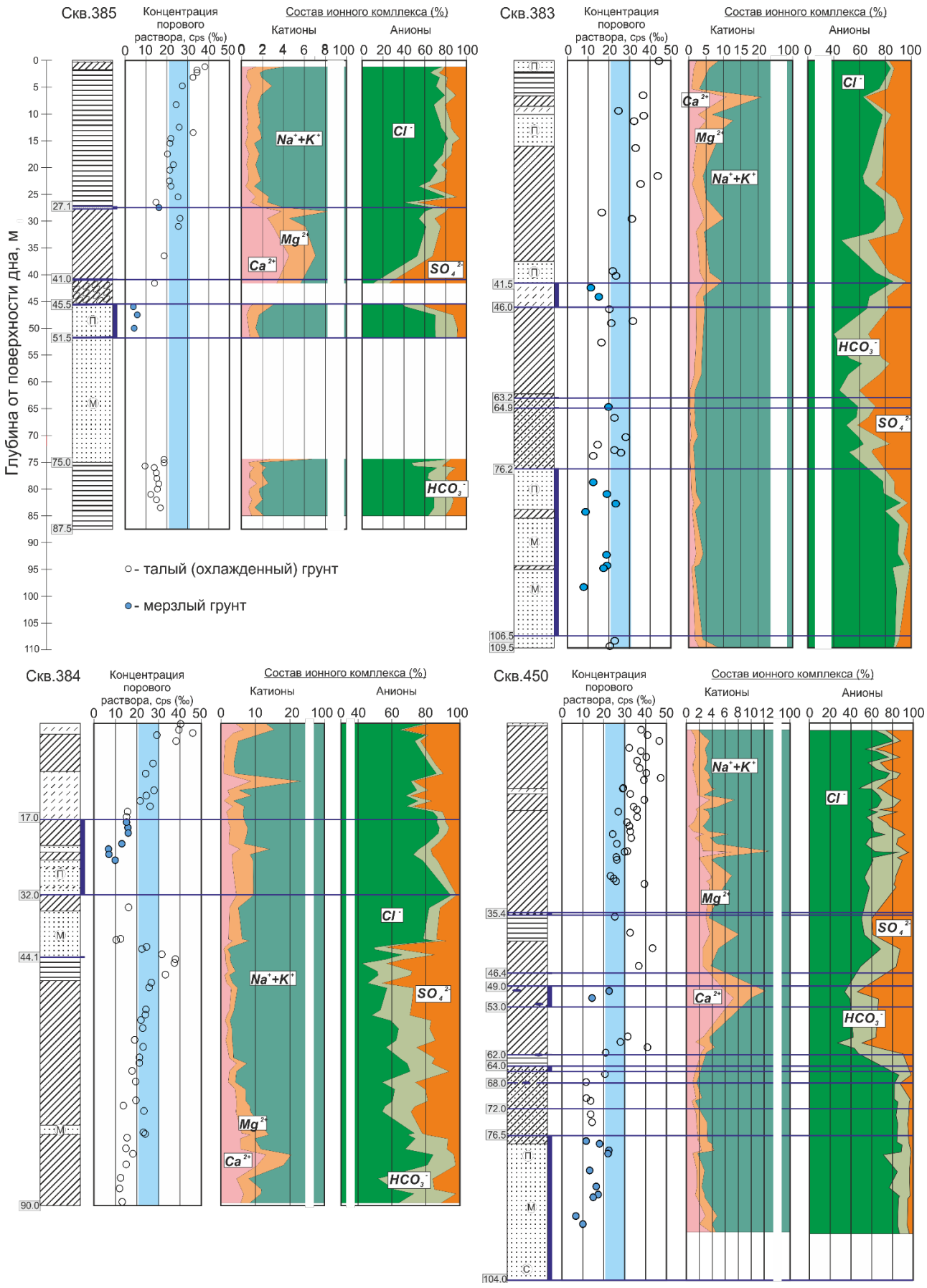


Рис. 7. Засоленность (D_{sal}), концентрация порового раствора (c_{ps}) и ионный состав комплекса водорастворимых солей в разрезах опорных скважин. Условные обозначения см. рис. 2.

Повышение температуры в нижних частях мерзлых толщ, обусловленное протаиванием снизу в результате воздействия глубинного теплового потока, по имеющимся данным не проявлено. Вероятно, это связано как с общей недостаточностью температурных измерений, так и с тем, что интервалы, испытавшие промерзание, не были вскрыты на полную мощность.

Наличие относительно небольшого положительного градиента в скважине № 480, расположенной на своде одного из локальных диапироподобных поднятий, может быть обусловлено специфическими процессами, вызвавшими образование данной формы [*Бондарев и др., 2002*].

Данные о температуре грунтов в таликах, разделяющих массивы реликтовых мерзлых грунтов, весьма редки и отрывочны. Результаты измерений температуры, полученные ТСРТ в скважине № 210 Приразломной площади, расположенной в пределах одного из таких таликов, показывают в основном отрицательные значения, близкие к 0ºС. Минимальная измеренная температура достигает –0.24°С.

Как и в разрезах скважин, вскрывших мерзлые образования, в зонах таликов в интервалах между поверхностью дна, где температура положительная и соответствует температуре придонной морской воды, и некоторой глубиной, на которой температура приобретает отрицательные значения, изменения происходят с достаточно высоким градиентом. Ниже глубины, где температура становится отрицательной градиент не выражен.

В целом, авторы полагают, что протаявшие отложения таликов по-видимому сохранили свою низкую температуру в большей части интервала осадочной толщи, испытавшего промерзание в ходе последней верхневалдайской регрессии.

Также можно предположить, что в разрезах как мерзлых, так и протаявших талых грунтах, глубина, на которой температура переходит в отрицательную область и далее изменяется со слабовыраженным градиентом или безградиентно, соответствует отметке подошвы слоя сезонных колебаний температуры.

На графиках распределения засоленности по разрезам скважин наблюдается снижение значений показателя засоленности грунта (D_{sal}) и концентрации порового раствора (c_{ps}) в плейстоценовых отложениях. В некоторых интервалах этот тренд осложнен присутствием мерзлых грунтов и пропластков, резко отличающихся по литологии.

Предположительно, снижение засоленности вниз по разрезам плейстоценовых отложений обусловлено миграцией солей из глубины к поверхности в ходе промерзания. В результате этого верхние интервалы промерзшей толщи испытали интенсивное засоление. При последней трансгрессии они протаяли, но сохранили свою высокую засоленность, которая соответствует и/или превышает соленость вод современного Печорского моря (20 – 30 ‰).

Преобладание Cl^- и $Na^+ + K^+$ составе ионного комплекса водорастворимых солей связано, вероятно, с преимущественно морским происхождением плейстоценовых отложений [*Данилов, 1978*].

Заключение.

1. Температура мерзлых грунтов описываемого региона изменяется от –1.5 до 0.0° С и весьма близка к значениям фазового перехода. В протаявших грунтах начиная с определенной глубины от дна температура также имеет отрицательные (до –0.24ºС) и/или околонулевые значения и также близка к точке фазового перехода. Изменение температуры в разрезах, содержащих слои мерзлых грунтов и разделяющие их интервалы охлажденных образований, носит безградиентный характер.

2. В разрезах протаявших и мерзлых грунтов, в интервалах залегающих между поверхностью дна и кровлей первого от поверхности мерзлого слоя, температура интенсивно снижается и на определенной глубине переходит в отрицательную область. В интервалах как талых, так и мерзлых образований ниже этой глубины градиент изменения

температуры относительно небольшой. Такой характер изменения температуры обусловлен теплообменом с придонным горизонтом морской водной толщи, температура которого, являясь довольно низкой (иногда отрицательной), но превышает температуру фазового перехода.

3. В верхних частях разрезов таликовых зон температура также резко понижается от поверхности дна до некоторой глубины, на которой она становится отрицательной или околонулевой. Ниже этой глубины изменения температуры также носят беградиентный характер. Предполагается, данная глубина соответствует подошве слоя сезонных колебаний температуры. Очевидно, что глубже слоя сезонных колебаний протаявшие грунты в значительной мере сохранили свою низкую температуру.

4. В разрезах скважин, как вскрывших мерзлые грунты, так и пробуренных в таликовых зонах, глубина на которой температура переходит в область отрицательных значений, вероятно, соответствует отметке подошвы слоя сезонных колебаний температуры.

5. Изменчивость показателей засоленности по разрезам толщ мерзлых и охлажденных грунтов вероятно обусловлен миграцией солей при промерзании, произошедшем в течение последней регрессии. В результате этой миграции верхние интервалы осадочной толщи оказались довольно сильно засолены. При последовавшей за этим трансгрессии современного арктического бассейна данные интервалы протаяли, но сохранили при этом свою высокую засоленность, которая часто значительно превышает соленость вод современного Печорского моря.

ЛИТЕРАТУРА

Бондарев В.Н., Рокос С.И., Костин Д.А., Длугач А.Г., Полякова Н.И. Подмерзлотные скопления газа в верхней части осадочного чехла Печорского моря // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 7. С. 587-598.

Данилов И.Д. Полярный литогенез. 1978. М.: Недра. 238 с.

Куликов С.Н., Рокос С.И. Выделение массивов многолетнемерзлых пород на временных сейсмоакустических разрезах мелководных районов Печорского и Карского морей // Инженерные изыскания. 2017. № 3. С. 34-43.

Рокос С.И., Длугач А.Г., Локтев А. и др. Многолетнемерзлые породы шельфа Печорского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания 2009. № 10. С. 38-41.

Angelopoulos M., Overduin P.P., Frederieke M., et al. Recent advances in the study of Arctic submarine permafrost // Permafrost and Periglacial Processes. 2020. Vol. 31. Is. 3. P. 341-457. doi:10.1002/ppp.2061.

Osterkamp T.E. Subsea Permafrost. Chapter in, Encyclopedia of Ocean Sciences, J.H. Steele, S.A. Thorpe, and K.K. Turekian, Editors. Academic Press. 2001. P. 2902-2912. doi:10.1016/B978-012374473-9.00008-4

TEMPERATURE AND SALINITY OF SOILS IN THE SUBMARINE PERMAFROST ZONE OF THE PECHORA SEA

S.I. Rokos, S.N. Kulikov

JSC Arctic Marine Engineering-Geological Expeditions, Murmansk, Russia

The submarine relict permafrost zone, developed within the region under consideration, includes frozen ice-bearing and cooled ice-free soils with negative temperatures. Frozen ice-bearing soils develop as localized massifs, separated by extensive taliks containing thawed, cooled ice-free formations. It has been shown that the temperature of frozen ice-bearing soils within the depth range from the seafloor to 100 m varies without gradient from -1.5 to -0.0°C and is very close to the freezing and/or thawing temperature. The salinization both frozen and cooled soils is primarily marine chloride. In terms of salinity, the frozen ice-bearing formations are primarily classified as

non-saline or slightly saline, with salt concentrations in the pore solution typically not exceeding 20‰. Thawed cooled soils in taliks and layers overlying frozen sediments are primarily saline, with salt concentrations in the pore solution varying from 20-30 to 40-50‰ or more. The temperature of these formations varies from -0.24°C to near-zero values. It is anticipated that changes in salinity and the composition of the ionic complex of water-soluble salts in thawed and frozen soils are primarily due to their migration during freezing.

Keywords: Pechora Sea, submarine permafrost, permafrost soils, cooled ice-free soils, soil temperature, soil salinity, Quaternary sediments.

REFERENCES:

Bondarev V.N., Rokos S.I., Kostin D.A, Dlugach A.G., Polyakova N.I. Underpermafrost accumulations of gas in the upper part of the sedimentary cover of the Pechora Sea // Russ. Geol. Geophys. 2002. Vol. 43. Is. 7. P. 587–598. (in Russian).

Danilov I.D. Polar lithogenesis. 1978. Moskow: Nedra. 238 p.p. (in Russian).

Kulikov S.N., Rokos S.I. Identification of Massive Permafrost Deposits on Temporary Seismoacoustic Profiles in Shallow-Water Areas of the Pechora and Kara Seas // Inshenernye Izyskaniya [Geotechnical Surveys]. 2017. No. 3. P. 34-43. (in Russian).

Rokos S.I., Dlugach A.G., A. Loktev A. et al. Permafrost deposits of the Pechora and Kara Sea shelf: genesis, composition, and occurrence // Inshenernye Izyskaniya [Geotechnical Surveys]. 2009. No.10. P. 38–41. (in Russian).

Angelopoulos M., Overduin P.P., Frederieke M., et al. Recent advances in the study of Arctic submarine permafrost // Permafrost and Periglacial Processes. 2020. Vol. 31. Is. 3. P. 341-457. doi:10.1002/ppp.2061.

Osterkamp T.E. Subsea Permafrost. Chapter in, Encyclopedia of Ocean Sciences, J.H. Steele, S.A. Thorpe, and K.K. Turekian, Editors. Academic Press. 2001. P. 2902-2912. doi:10.1016/B978-012374473-9.00008-4

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-177-189

ПЛАВУЧИЙ УНИВЕРСИТЕТ МГУ-ЮНЕСКО - РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РЕЙСЕ TTR-24 В 2025 ГОДУ

✉ *Рыбалко А.Е.[1,2,3], Полудеткина Е.Н.[4], Потемка А.К.[4], Рябчук Д.В.[5], Токарев М.Ю.[4], Ольнева Т.В.[4], Аксенов А.О.[2,5], Коточкова Ю.А.[4], Румянцева А.К.[3], Симонова А.К.[4]*

[1] ФГБУ «ВНИИОкеангеология» Санкт-Петербург, Россия
[2]Институт наук и Земле, СПБГУ, Санкт-Петербург, Россия
[3]ООО ЦМИ, Москва, Россия
[4]Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[5]ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт- Петербург Россия
✉ *alek-rybalko@yandex.ru*

В докладе приводится информация о проведении в 2025 году Плавучего Университета Юнеско- МГУ в морях Карское и Лаптевых. Научный этап экспедиции проводился на трех полигонах: Белоостровский, Северо-Каркий и Лаптевоморский. Основным направлением работ экспедиции было «обучение через исследования» - принцип, который уже дал много талантливых исследователей полярных морей, а в его настоящем виде помогает студентам и аспирантам на собственном примере как ознакомится с приемами морских геолого-геофизических исследований, так и оценить собственные возможности проведения работ в суровых арктических условиях. Показано, что строение верхней части разреза четвертичных отложений не только включает морские голоценовые осадки, но и значительный объем более древних морских отложений вплоть до каргинского возраста Полученные геологические разрезы свидетельствуют о значительной роли процессов подводной денудации в формировании четвертичного покрова западной части моря Лаптевых.

Ключевые слова: *плавучий университет, TTR24, море Лаптевых, четвертичные отложения, подводные гравитационные процессы, литостратиграфия, непрерывное сейсмоакустическое профилирование. Гидроакустическое профилирование*

Введение. Двадцать четвертая экспедиция Плавучего университета ЮНЕСКО-МГУ «Обучение через исследования-TTR24» состоялась летом 2025 года. Этот рейс явился закономерным продолжением двух экспедиций на севере Карского моря в 2022, 2024 г.г. [*Соловьева и др., 2021*] и двадцать третьим в ряду плавучих университетов, организованных МГУ [*Рыбалко, Ахманов, 2021*]. За это время система «Обучение через исследования» в Плавучих университетах стала одной из основных в подготовке студентов и аспирантов для их дальнейшей работы в разных отраслях морских исследований. В этом году было 4 Плавучих университетов на Баренцевом, Карском, Чукотском морях, а также в Тихом океане. Но только в Плавучем университете Юнеско-МГУ в программу исследований входили геолого-геофизические исследования.

Работы выполнялись на НИС «Академик Борис Петров», принадлежащему ИО РАН. (рис. 1). Рейс происходил с 19.08 (г. Калиниград) по 30.09.2025 (г. Мурманск). Основной состав экспедиции сел на борт в п. Мурманс и 2.09 начался собственно научный рейс в моря Карское и Лаптевых. Количество рабочих дней составило 19 суток. В морской экспедиции принимало участие 32 человека, из них 21 человек - аспиранты и студенты. Это были сотрудники 11 научных и учебных организаций, в том числе из: МГУ имени М.В. Ломоносова, Санкт-Петербургского государственного университета, Новосибирского государственного университета, РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Дальневосточного федерального университета, Нижегородского государственного технического университета им. Р.Е. Алексеева, Кубанского государственного университета, Томского государственного университета, Всероссийского научно-исследовательского геологического института имени А.П. Карпинского, ФГБУ «ВНИИОкеангеология» и Геологического института РАН. Наиболее

представительно было участие Московского и Санкт-Петербургского государственных университетов (12 и 7 человек, соответственно).

Данный план работ с одной стороны обеспечил разнообразие геологических условий, что позволило существенно расширить представления участвующих в рейсе студентов и аспирантов, с другой существенно усложнил логистические проблемы, что и нашло отражение в количестве рабочих дней по отношению к общему сроку экспедиции. Следует отметить, что выход экспедиции в сентябре привел к тому, что пришлось отказаться от работ в северной части Лаптевоморского полигона из-за ледовой обстановки.

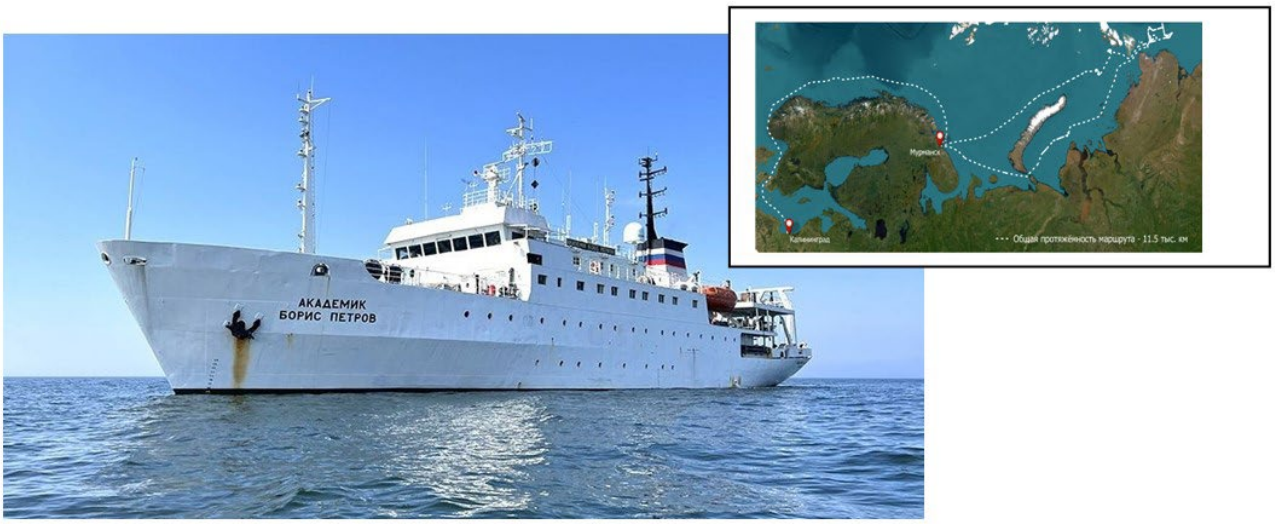


Рис. 1 НИС «Академик Борис Петров» и схема его рейса в экспедиции TTR24.

Работа проводилась на трех полигонах: Белоостровском (в центральной части Карского моря, Северо-Карском и Лаптевоморском (рис.2).

Основными геологическими задачами экспедиции являлись:

- фундаментально-научное обоснование подходов комплексного изучения геологогеоморфологического строения морского дна (включая анализ формирования структурноэрозионных форм рельефа, подводных литодинамических и гравитационных процессов) в районах высокой Арктики;

- развитие теоретических основ и практики применения комплексных геолого-геофизических и геохимических методов при изучении углеводородных систем Арктического региона.

Конкретные задачи экспедиции распределилисьь по нескольким направлениям:

- особенности пространственного распределения ледниковых отложений в северной части Карского моря и возможность их формирования в море Лаптевых;

- особенности верхнечетвертичного осадконакопления в зоне перехода от западно-арктического к восточно-арктическому шельфу;

- особенности развития криолитозоны;

- идентификация опасных геологических процессов и явлений;

- поиск и изучение зон фокусированной разгрузки и микро-просачиваний (микросипов) УВ флюидов.

В данной статье мы остановимся, главным образом, на изучении четвертичных отложений, тем более, что исследования впервые в истории Плавучего университета проводились на море Лаптевых.

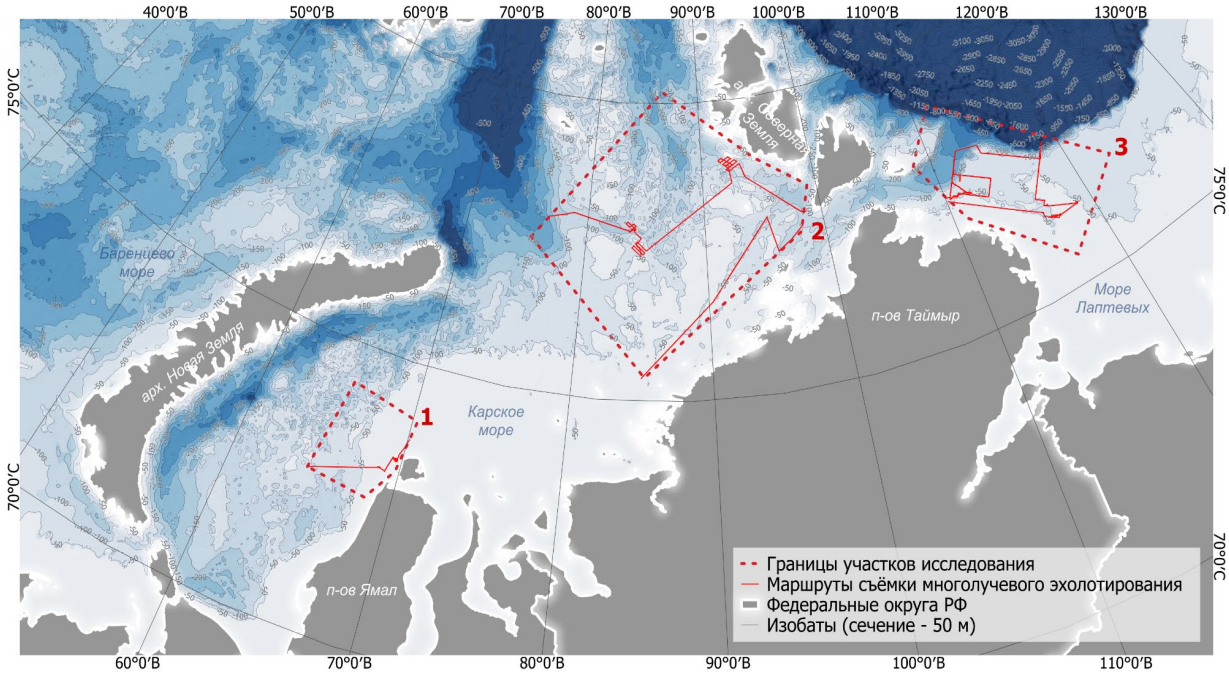


Рис.2 Ключевые участки экспедиции TTR24 и региональные маршруты с многолучевым и геоакустическим профилированием. На схеме показаны ключевые участки: 1-Белоостровский, 2-Северо-Карский, 3-Лаптевоморский

Методика изучения четвертичных отложений в совместных экспедициях с участием геофизиков МГУ достаточно отработана. На первом этапе проводится сейсмоакустическое и гидроакустическое профилирование по сети профилей с обязательным их взаимным пересечением. Далее проводится оперативная предварительная интерпретация и на ее основании выбираются места для оперативного пробоотбора. НИС «Академик Борис Петров» обладает встроенным гидроакустическим комплексом, который включает акустический профилограф, обеспечивающий возможность сбора данных в трехчастотных диапазонах в полосе 0.5-50 КГц в, многолучевой эхолот, с возможностью регистрации «амплитуды обратного рассеяния сигнала», используемого в гидролокации бокового обзора. Для изучения более глубоко разреза (на всю мощность четвертичного покрова) использовалась сейсморазведка высокого разрешения (СВР МОВ ОГТ).

Геологический пробоотбор осуществлялся с помощью гравитационной трубки длиной 3м, весом до 500 кг с пластиковым вкладышем. После подъема трубки на борт пластиковый вкладыш извлекался наружу, разрезался на несколько секций длиной 1м (и меньше), затем каждая секция разрезалась пополам. После этого одна часть шла на описание и отбор проб для литологических исследований, другая – на геохимические исследования. На нескольких опорных станциях был проведен повторный отбор керна (неразрезанный керн в секциях был отправлен в Москву на томографию).

В 2025 году на каждом из трех ключевых участков был заранее запланирован основной проход судна, охватывающий участки интересные с геологической точки зрения или где имелись сведения о геологическом строении по данным бурения (рис.2). В этих местах выполнялись площадные геофизические работы, а также геологический пробоотбор в точках, выбранных по данным геофизических исследований. Обработка керна проходила в геологической лаборатории. Здесь керн фотографировался на специальной установке, описывался, в нем предварительно отбирался контрольный керн для дальнейшего в специальный вкладыш, из оставшейся части отбирались образцы для литологических исследований и спорово-пыльцевого анализа, проводились измерения магнитной восприимчивости, скорости звука. Подробности геохимических исследований изложены в специальной статье в этом же выпуске журнала [*Полудеткина и др., 2025*].

Всего за период экспедиции TTR 24 было выполнено:

- Геофизические исследования: многолучевое эхолотирование >3000 км, акустическое профилирование >3000 км, ССВР >500 км, магнитная съемка >2000 км, измерение профиля скорости звука – 27 станций.

- Геологические исследования**: с**танции донного пробоотбора – 46; литологические образцы – 601, пробы на спорово-пыльцевой анализ – 48; геохимические исследования – 242 образца, растворенные газы в пробах придонной воды – 40 проб, бактериальные и пелагические микроорганизмы – 117 проб.

Результаты изучения четвертичных отложений и обсуждение полученных данных. Наиболее интересные результаты были получены на Лаптевоморском полигоне. Он располагается преимущественно в пределах шельфа, лишь частично затрагивая континентальный склон. Исследования, которые здесь проводились в период с 14 по 19 сентября и практически не выходили за пределы шельфовой площадки, в том числе и из-за ледовой обстановки. Исследования здесь проводились на трех субполигонах: «Притаймырском», «Икаит» и «Стратиграфическом» (рис. 3). Первыиз них расположен на равнинной части моря Лаптевых, второй приурочен к прибровочной части континентального склона, а третий, наиболее северный, расположен в районе стратиграфического бурения, проводимого АМИГЭ под патронажем ВНИИОкеанологии, где привычно были проигнорированы четвертичные отложения. Наши исследования были направлены на восстановление, хоть и частично, этого пробела.

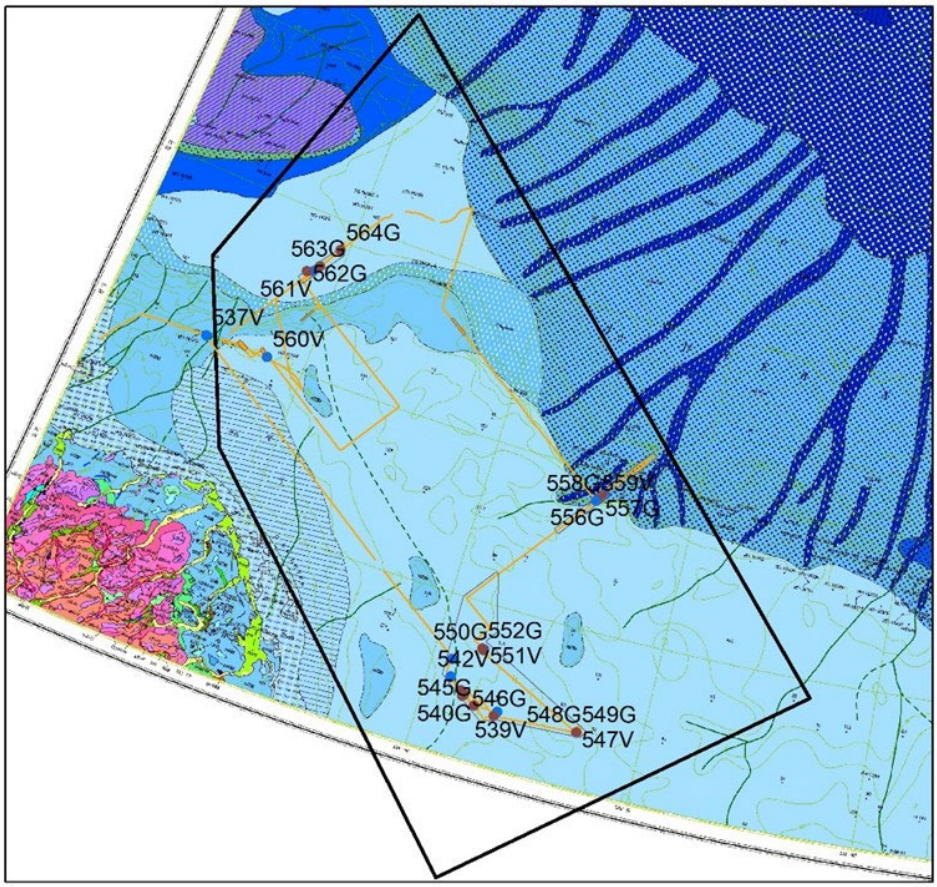


Рис. 3. Фрагмент карты четвертичных отложений листа Госгеолкарты ГС-1000 Т-49-52 (о-ва Петра) [*Артемьева и др., 2023*] с контуром участка работ TTR-24 на ключевом участке «Лаптевоморский» с нанесенными профилями многолучевого эхолотирования и гидроакустического профилирования (желтые линии) и точками пробоотбора с номерами.

На данной площади проводились различные но достаточно редкие исследования. Они обобщены в результате составления листа Госгеолкарты ГС-1000 Т-49-52 (о-ва

Петра) [*Артемьева и др., 2023*], которое проводилось с середины 10-х годов нашего века. В соответствии с этим на большей части участка развит ровный покров нефелоидных голоценовых отложений, представленных илами/мягкотекучепластичными глинами зеленовато-серого оттенка с гидротроилитом. Местами из под этого покрова выглядывают небольшие выходы глин каргинского возраста. На приборочной части участка, на верхней части континентального склона развиты декливиальные осадки и отложения зерновых потоков, в том числе турбидитов. Гравитационные отложения были выделены и на склонах желоба Старокадамского, который протягивается от практически побережья Таймыра до впадины Нансена.

На Притаймырском участке разрез, по данным гидроакустического профилирования можно представить следующим образом (рис. 4). Первым четким отражающим горизонтом является поверхность морского дна. На большинстве разрезов она ровная и субгоризонтальная, что говорит об аккумулятивном генезис донной поверхности и слагающих ее отложений. Расчленение ее в основном связано с деятельностью на мелководьях айсбергов и стамух, которые избороздили морское дно, а также создали и положительные формы рельефа в виде бороздовых гряд, образующихся при выпахивании самих ложбин.

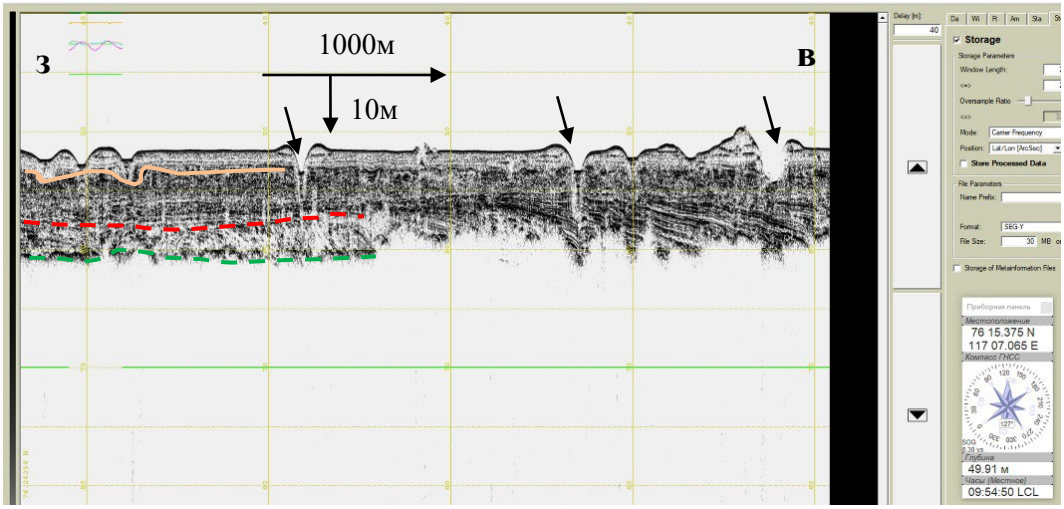


Рис. 4. Геоэхограмма. Участок «Притаймырский», море Лаптевых. Обобщенный разрез верхней части четвертичного разреза (ВЧР) на участке. Сейсмогоризонты: желтая линия –подошва нефелоидов голоценового возраста, красная линия – подошва слоистых глин (возможно mIII [*Артемьева и др., 2023*]. Описание в тексте. Стрелки –следы ледовой экзарации. Зеленая линия – предполагаемая кровля мерзлоты.

Вторым четким отражающим горизонтом является СГ-01, разделяющий две голоценовые толщи осадков: серый полупрозрачный бесструктурный сейсмокомплекс (ССК-1), располагающийся под поверхностью дна (Оранжевая линия, рис.4) и темный также бесструктурный ССК-2 (красная линия), подстилающий первый. Сходство их структурного положения позволяет первый сейсмокомплекс с толщей голоценовых осадков, в нижележащий ССК – с отложениями верхнего неоплейстоцена –голоцена (mnIII-H).

В основании разреза обычно залегает толща слоистых глин. Они, как правило, слабо дислоцированы и нередко разделены с вышеупомянутыми ССК угловым несогласием. Кровля этих глин обычно соответствует СГ-02, который показан на рис.2. Нередко этот горизонт выходит к поверхности морского дна, где, в свою очередь подвергается выпахиванию айсбергами (рис.5).

По своему положению в разрезе и периодическим выходам на поверхность морского дна мы условно сопоставляем толщу слоистых осадков с горизонтом морских каргинских отложений ($mIII_{kr}$), выделенных на Госгеолкарте ГК-1000/3, лист Т-49-52 (о-ва Петра) как базальных на шельфе.

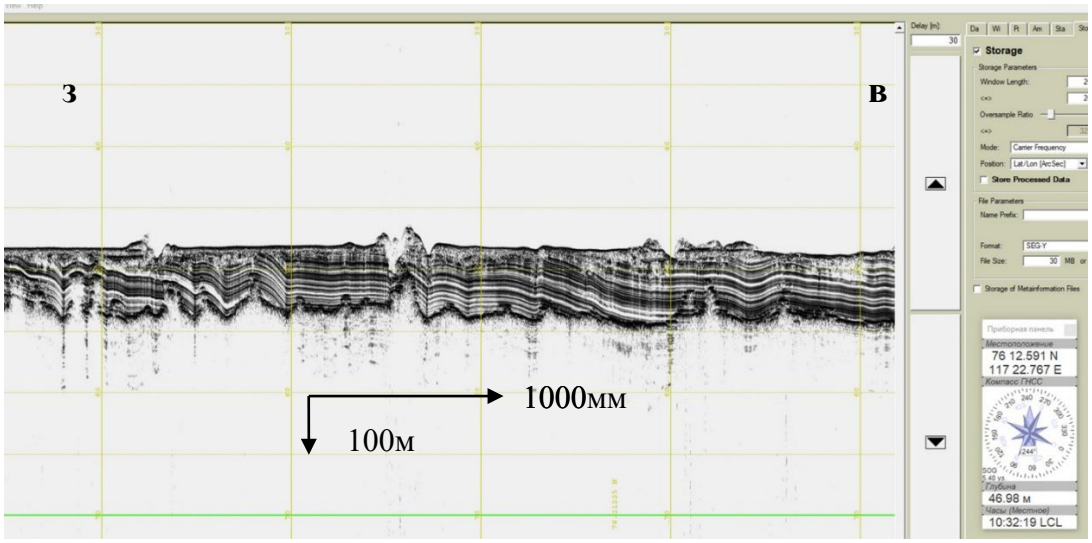


Рис.5. Выход слоистой толщи (ССК-3) на поверхность морского дна. С поверхности прекрасно видны плуг-марки и вдольбортовые валы, сформированные айсбергами при выпахивании морского дна

Однако в результате проведенных работ в основании как выделенной слоистой толщи, так и нередко ССК-2 выделяется еще один резкий отражающий горизонт, который можно принять за «акустический фундамент». Он хорошо виден на рис. 5 (выделен зеленой линией), и имеет неровный характер. Местами сплошность его нарушена. Особый интерес вызывают примеры, когда слоистость срезана нижележащим отражающим горизонтом, что не может быть в случае нормального геологического залегания, когда слои будут огибать кровлю нижележащей толщи (рис.6).

В толще осадков отчетливо просматриваются следы прорывов газофлюидов, а иногда даже видны газовые фонтаны в толще воды. По нашему мнению, этот отражающий горизонт является кровлей мерзлых пород, что совпадает с данными бурения, определяющими ее на глубине 8-12 м под дном (рис.4,5).

Геофизические данные позволили выделить наряду с преобладающим ровным рельефом морского дна и участки с типичным денудационным рельефом, когда размыву подвергаются отложения базальной слоистой толщи. Таким образом, геофизические данные свидетельствуют, что, несмотря на ровный характер морского дна, далеко не всегда его поверхность бывает аккумулятивной. Дополнительное подтверждение этому тезису дают результаты геологического опробования.

Данные геологического пробоотбора не позволили опробовать толщу слоистых отложений. Практически все трубки (самые длинные из них были чуть длиннее 2–х метров) остановились в голоцене (исключение представляет трубка TTR-24-AR-545G, где в забое были вскрыты слоистые глины). Следует отметить, что в большинстве кернов вскрытые осадки отличаются повышенной плотностью, что и сказывается на глубине внедрения трубок в грунт. При этом в приповерхностном слое почти всегда можно установить следы размыва в приповерхностном слое. Жидкий наилок практически размыт при доставании трубок, а остатки наилка непосредственно контактируют с плотным осадком, формирующим столбик керна. Часто на этом контакте может находиться песчанистый прослой и даже мелкая дресва. Ниже располагаются характерные для большинства морей осадки алевропелитового и пелито-алевритового

состава, оливково-серые и текучепластичной консистенции с разным количеством стяжений гидротроилита различной формы и размера. Это типичные голоценовые нефелоиды. Таким образом, мы можем интерпретировать подобный разрез как толщу нижнеголоценовых или даже верхненеоплейстоценовых отложений, кровля которых размыта и на эрозионной поверхности лишь местами продолжается накопление осадков алевропелитового состава.

Совместная интерпретация сейсмоакустических, батиметрических и литологических данных позволила построить геологическую схему в рамках ключевого участка «Притаймырский». В итоге на карте выделены каргинские отложения, слагающие поднятие, два поля течениевых отложений, окружающих поднятие, сложенное каргинскими образованиями и разделены поля, сложенные отложениями нижне-среднеголоценового и полностью голоценового возраста. Эти поля имеют север-северо-восточное простирание и достаточно резко контрастируют с полем однородных морских нефелоидов, представленных на государственной карте четвертичных отложений карте.

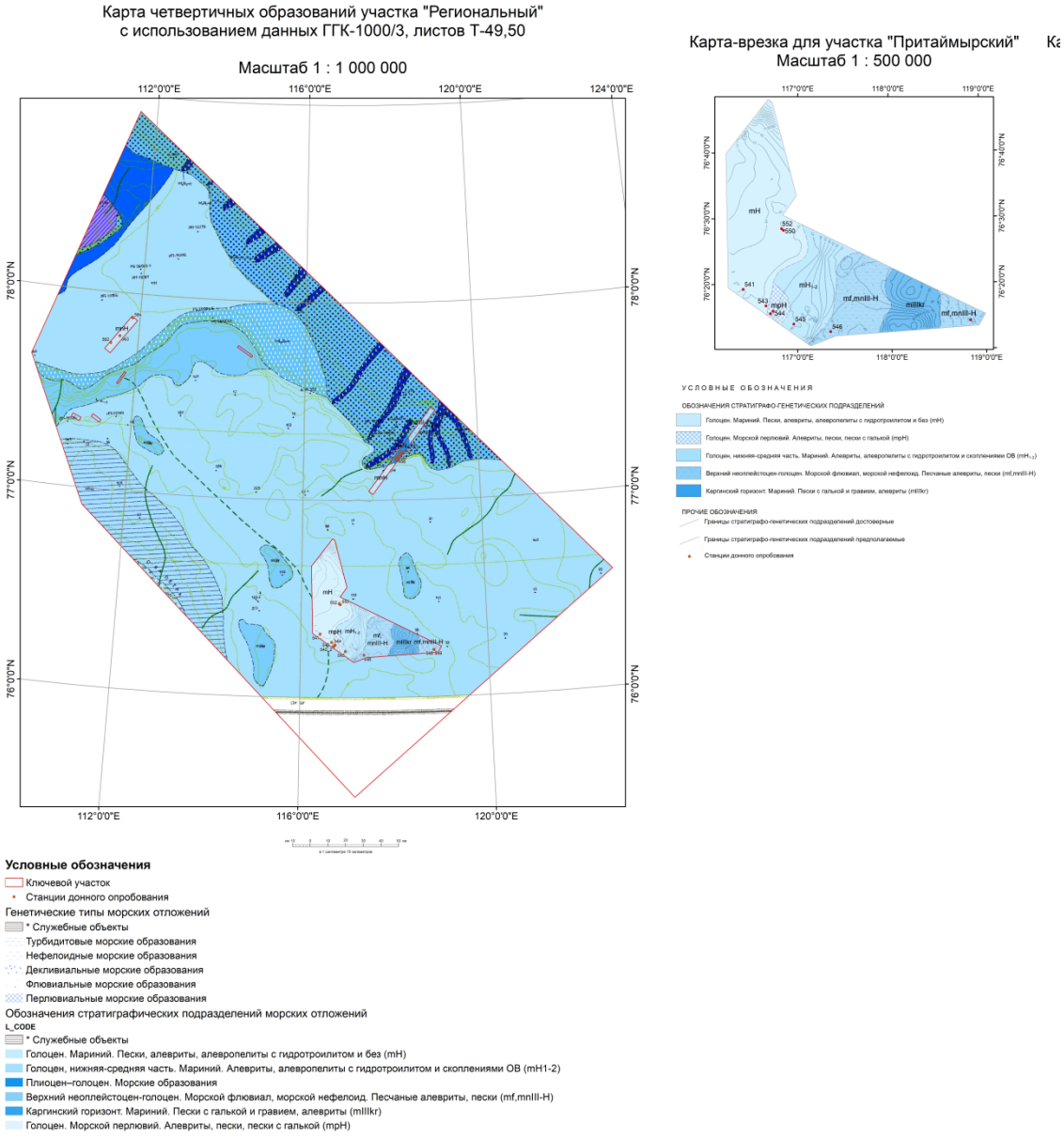


Рис.6 Схематическая карта четвертичных отложений участка «Притаймырский (справа) и эта же карта, врезанная в лист Государственной карты четвертичных отложений масштаба 1:1 000000, лист Т-49,50.

Нормальный стратиграфический разрез практически представлен только на станции TTR24-AR-541G (глубина 54 м). Здесь описаны:

Инт. 0.0-0.05 м - Глинистый наилок с небольшой примесью песка, полужидкой или текучей консистенции. Нижний контакт постепенный, выделяется по уплотнению осадка.

Инт. 0.05-0.1 м - Алевропелит с небольшой примесью песка, светлозеленовато-серый с буроватым оттенком, текучей консистенции. Нижний контакт постепенный. Оба интервала характеризуют нормальную зона окисления в зонах накопления нефелоидных осадков

Инт. 0.1-0.15 м - Алевропелит с небольшой примесью песка, светлозеленовато-серый. Нижний контакт четкий, выделяется как по цвету, так и по скачкообразному увеличению плотности.

Инт. 0.15-0.63 м - Песчано-алевритовый пелит голубовато-черного цвета. Осадок резко обогащен органическим веществом, отчего его цвет временами превращается в радикально черный, при этом окраска вполне однородная. На инт. 45 см зафиксировано скопление раковинного детрита. По-видимому, верхние 15 см это современный осадок, который с размывом перекрывает плотную толщу черных песчанистых алевропелитов, также вероятно голоценового возраста, но более раннего. В целом же вся толща – оценивается как морские нефелоидные отложения голоценового возраста.

Во всех остальных колонках в верхней части интервала отмечаются следы размыва, когда жидкий глинистый наилок, непосредственно контачит с плотным осадком, формирующим столбик керна. Как уже отмечалось выше четкий двуслойный разрез описан только на станции TTR-24-AR-545G. Здесь под толщей осадков алевропелитового и пелито-алевритового состава оливково-серого цвета и текуче пластичной консистенции на интервале 1.70-1.92м описан алеврит практически черного цвета, однородный, сухой, консистенция которого приближается к мягкопластичной. Выше по разрезу располагается осадок, обогащенный раковинным детритом крупнопсаммитовой размерности. Это свидетельствует, что осадок, описанный на нижнем интервале керна, может быть древнее остальных осадков и относится нами к верхненеоплейстоцен-голоцену (mnIII-H), что и отражено на рис.6.

Таким образом, разрез по широтному профилю на участке «Притаймырский» показывает, что, практически по всему профилю наблюдается преобладание типичных голоценовых нефелоидов, а разрезы отличаются друг от друга особенностями проявления включений гидротроилита. На большей части морского дна наблюдается современный размыв наиболее молодых горизонтов ВЧР. Таким образом, отложения верхнего голоцена в разрезе практически отсутствуют на большей части Притаймырского участка.

Однако разрез несколько меняется в самых западных точках участка. Здесь, в т.н TTR24-AR-546G описан разрез, где под тонким слоем голоценовых илов (0.3 м) вскрыта толща песчанистых алевритов, содержащих линзочки песчаного состава. ниже переходящих в линзовато слоистые алеврито-песчаные отложения. В нижней части интервала (0.45-0.59 м) залегает пачка переслаивания зеленовато-серых песчанистых алевритов и серых алевритистых песков с градационной слойчатостью. Слойки наклонены под 30-40 градусов по отношению к горизонту. Песчаный горизонт с размывом перекрывает толщу плотных алевритовых миктитов со скоплениями обломков раковин, которые мы условно относим в верхнему неоплейстоцену-голоцену. По нашему мнению, это типичные потоковые (морские флювиальные) отложения, которые залегают в основании ритма верхней части голоцена. Двуслойную толщу разделяет поднятие подстилающего горизонта, отложения которого на Госгелкарте отнесены к каргинским.

Таким образом, большая часть поверхности шельфа в пределах участка «Притаймырский» сложена голоценовыми морскими отложениями, верхняя часть которых на значительной площади размыта. В центре участка проходит поднятие

захороненного рельефа северо-восточного простирания и на дне предположительно вскрываются морские отложения каргинского времени. Восточнее и западнее этого поднятия располагается зона течений, где преобладающим типом осадков являются подводные флювиальные (рис.6).

Участок «Икаит» находится в северо-восточной части Лаптевоморского участка, в верхней части континентального склона, в зоне развития каньонов и перемещающихся по ним турбидитов и грязекаменных потоков. Специфика рельефа породила и трудности как проведения работ, так и интерпретации записей акустического профилографа. Это породило большое количество переключений, вследствие чего сами записи стали трудночитаемыми. На большинстве из них видно, что и склоны и дно каналов сложено мощной толщей слоистых осадков с абсолютно ровной поверхностью.

На участке «Икаит» был пройден профиль из 5 станций. Положение точек на профиле приведено на рис. 9. В морфологическом плане все точки располагаются на полого наклоненной равнине с углом склона около 0,6º (рис.7) . Трубки отобраны на глубинах от 86 до 147м. Пример их корреляции представлен на рис. 8.

В наиболее мелководной трубке TTR24-AR-558 (глубина - 86м) описан следующий разрез:

Инт. 0.0 – 0.02м – Песчано-глинистый наилок полужидкий, буроватого оттенка. Осадок разрушен и разжижен, вследствие чего установить его истинную мощность невозможно. Нижний контакт резкий, неровный, подчеркивается присутствием на контакте прослоя тонкозернистого песка с присутствием дресвы прочных пород. Типичный эрозионный контакт. В таком случае очень маленький по объему наилок характеризует зону транзита обломочного материала.

Инт. 0.02-0.15 м - Песчаный пелит зеленовато-серый текуче пластичной консистенции. Текстура осадка неоднородная, близкая к линзовато-слоистой с отдельными нитевидными прослоями песков. Подобное строение характерно для прибрежно-морских или течениевых песков. Учитывая глубину отбора колонки –это – морские течениевые пески голоценового возраста (mfIII-H).

Инт. 0.15-0.19м - Песок тонкозернистый слабо алевритистый темно-зеленовато-серый, тиксотропный, Отмечается примесь раковинного детрита. Возможно, это базальный горизонт пачки голоценовых течениевых песков (mfIII-H). Нижний контакт резкий, выделяется по изменению гранулометрического состава текстуре и консистенции осадка.

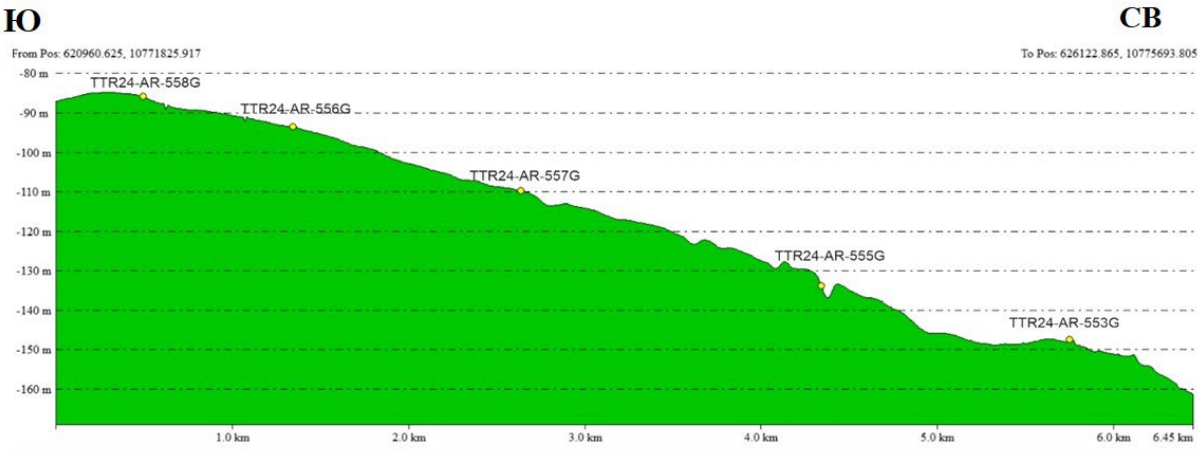


Рис.7. Рельеф полигона «Икаит» в пределах зоны отбора грунтовых трубок

Инт. 0.19-0.98м - Песчаный алеврит зеленовато-серый, консистенция текуче-пластичная, близко к пластичной. Отмечаются отдельные стяжения гидротроилита, количество которых вниз по интервалу снижается. В нижней части интервала появляются тонкие линзовидные прослои песков.

Инт. 0.98-1.48м - Песчаный алеврит зеленовато-серый. Окраска монотонная , консистенция –текуче-пластичная. На инт. 76см тонкий прослой тонкозернистого песка, ниже многочисленные микролинзы песчаного состава. На инт. 0.82 раковина морской пелециподы. На инт. 87-94 см обнаружен минерал икаит.

Возможно, это осадки каргинского горизонта или даже ниже. Таким образом, разрез этой колонки можно представить следующим образом:

- эрозия, отсутствие современного осадка,
- маломощная пачка слоистых песков течениевого, а скорее всего, течениево-гравитационного происхождения,
- толща алевритовых илов с гидротроилитом нефелоидного генезиса
-толща осадков неустановленного генезиса, но связанная с гравитационными процессами.

Другие колонки демонстрируют подобный тип разреза или какой либо его части.

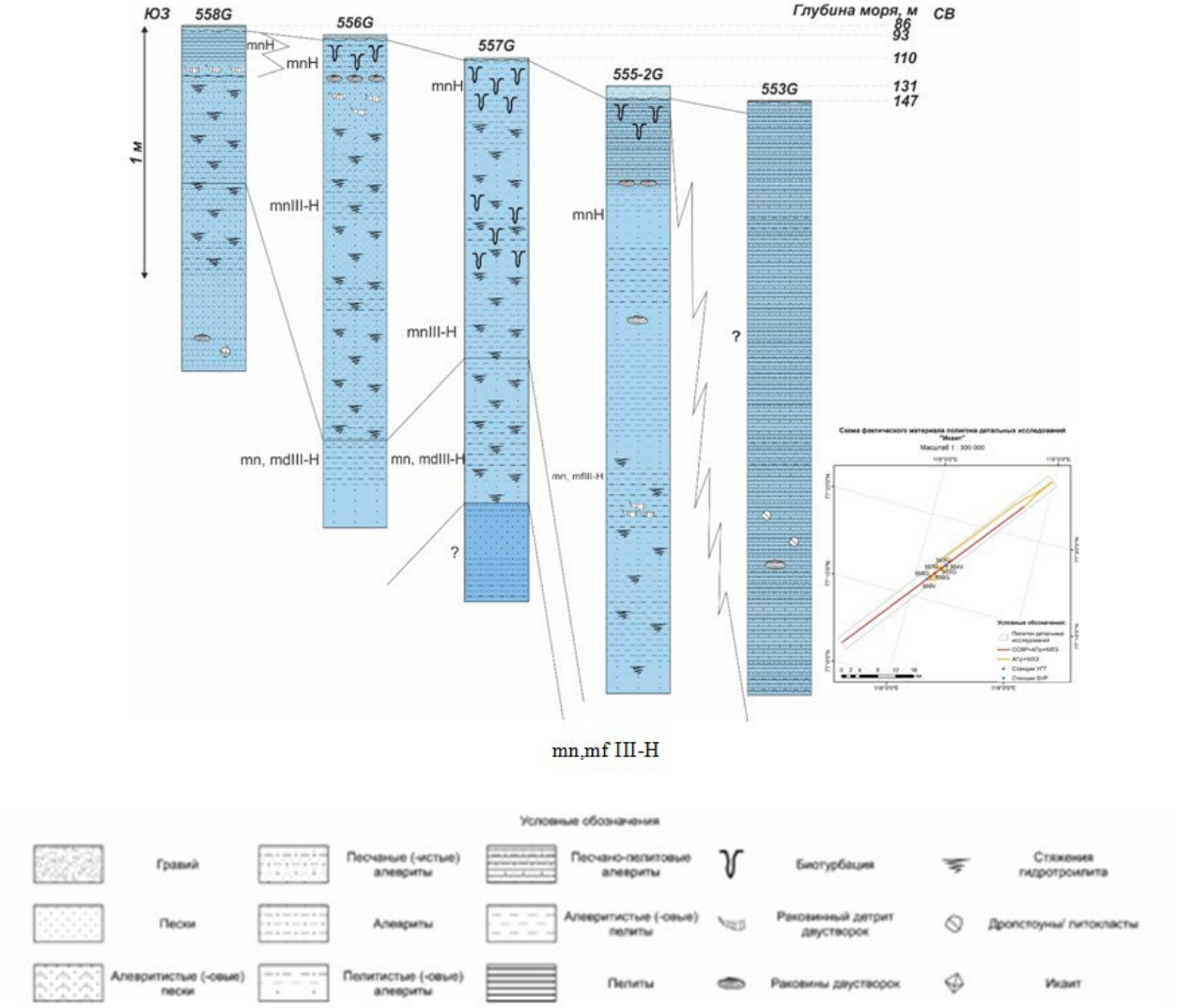


Рис. 8. Корреляция грунтовых трубок на ключевом участке «Икаит».

Суть вскрытых разрезов заключается в том, что под двумя (один из которых или размыт или не формировался из-за транзитных условий осадконакопления) горизонтами залегает толща песчанистых и алевритовых илов – практический аналог осадков нефелоидной зоны осадконакопления. Предполагаемая корреляция осадков представлена на рис. 9.

Из стройного ряда колонок на участке «Икаит» выпадает самая глубокая трубка, отобранная на глубине 147м –TTR-24-AR-553G. Она, при полном отсутствии наилка и явной абразионной поверхности керна, представлена мощной толщей (2.4м) монотонных, темно-зеленовато-серых песчано-пелитовых алевритов. В них были обнаружены катуны утюгообразной формы из плотных осадочных пород, а также раковина морских моллюсков. Подробнее о генезисе осадков этой колонки говорится в докладе А.О. Аксенова в настоящем сборнике.

Участок «Стратиграфический» получил свое название от скважин стратиграфического бурения ФГБУ «ВНИИОкеангеология», где недостаточно полно был изучено строение осадочного покрова. На этом участке было отобрано три трубки. Место пробоотбора были приурочены к устьям скважин стратиграфического бурения.

По данным акустического профилирования в этом районе – это зона мощной морской нефелоидной аккумуляции. Корреляция разрезов, отобранных на участке « Стратиграфический» показывает большое сходство разрезов Все трубки практически одинаковы и максимально отвечают условиям формирования современных морских нефелоидных осадков, в том числе имеют хорошо выраженную зону окисления которая совершенно постепенно сходит на нет вниз по разрезу.

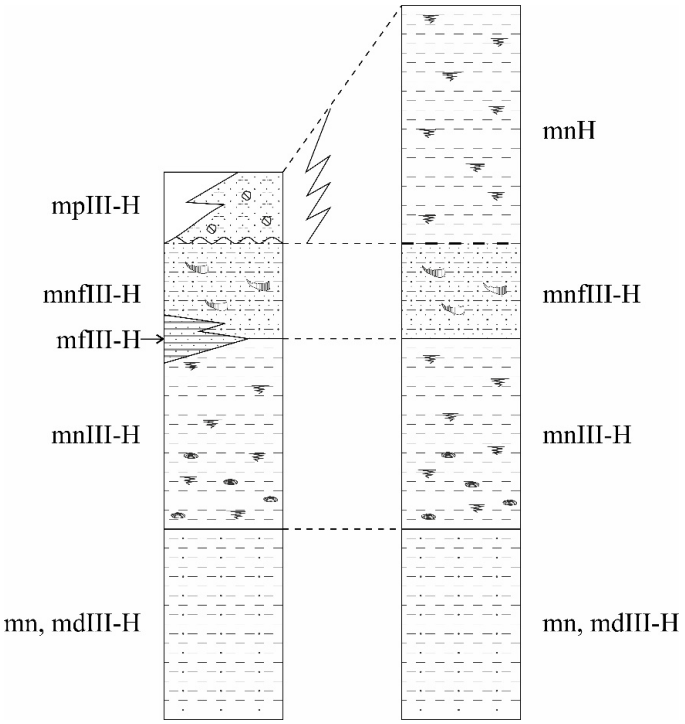


Рис. 9. Предполагаемая корреляция разрезов в канале (слева) и на бровке каньона.

Таким образом, характер накопления современных осадков в районе скважин стратиграфического бурения полностью совпадает с результатами исследований специалистов из ВНИИОкееангеологии и отложения могут быть индексированы как морские нефелоиды голоценового возраста (mnH).

Выводы.

1. В отличие от господствующих ранее представлений о преобладании здесь аккумулятивного накопления осадков голоценового возраста выявлены факты широкого

распространения денудационных процессов, особенно в позднем голоцене, что привело к резкому сокращению площадей их накопления;

2. Показано, что разрез и площадное распространение верхнечетвертичных отложений имеет более сложное строение, чем это представлялось ранее;

3. Установлено сложное строение верхней части разреза четвертичных отложений в эрозионных ложбинах-каньонах в верхней части континентального склона. В них практически отсутствуют турбидитовые или грязекаменные отложения, которые ушли по этим каналам вниз по склону;

4. Для западной части моря Лаптевых характерно площадное распространение многолетних мерзлых пород (МПП), Причем кровля их часто бывает нарушенной в результате прорыва газов, этот же процесс в ряде случаев полностью нарушил первичные текстурные признаки морских нефелоидных осадков.

Благодарность. Авторы благодарны команде НИС «Академик Борис Петров», за слаженную и продуктивную работу, и отмечают слаженную работу коллектива студентов и аспирантов, проходящих стажировку в рамках программы «Плавучего университета», что позволило получить новые и интересные научные результаты по фациальной зональности четвертичных отложений вокруг архипелага Северная Земля.

Финансирование. Работа выполнена в рамках Всероссийской научно-образовательной программы «Плавучий университет» (соглашение № 075-03-2025-662/8). Исследование поддержано государственным заданием Федерального агентства по недропользованию от 25.12.2024 № 049-00004-25-00, в рамках объекта работ Института Карпинского «Мониторинг государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 территории Российской Федерации и ее континентального шельфа в 2023-2025 годах».

ЛИТЕРАТУРА

Артемьева Д.Е., Зинченко А.Г., Урванцев Д.М., и др. Геологическая карта. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серии Таймыро-Североземельская и Лаптево-сибироморская. Лист Т-49,50,51,52 – острова Петра. Объяснительная записка. СПб.: 2023 г., 160 с.

Полудеткина Е.Н., Потемка А.К., Рыбалко А.Е., Токарев М.Ю., Сигачева Л.Ю., Головенко А.В. Результаты экспедиционных исследований в зонах флюидной разгрузки Северо-Карского и Лаптевоморского шельфа (рейс TTR-24) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2025. Выпуск 12, с. 146-152. doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-146-152

Рыбалко А.Е., Ахманов Г.Г. 10 лет секции «Морская геология» на MARESEDU: ретроспектива. // Труды X Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2021)» Том Тверь: ООО «ПолиПРЕСС», 2021, С.16-20.

Соловьева М.А., Ахманов Г.Г., Монтелли А.И. Новые свидетельства валдайского оледенения в северо-восточной части Баренцевоморского шельфа (материалы TTR-19 и TTR-20) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2021. Выпуск 8. С. 222-227. doi:10.24412/2687-1092-2021-8-222-227

UNESCO-MSU FLOATING UNIVERSITY - RESULTS OF THE STUDY OF QUATERNARY DEPOSITS DURING THE TTR24 CRUISE IN 2025

Rybalko A.E.[1,2,3], Poludetkina E.N.[4], Potemka A.K.[4], Ryabchuk D.V.[5], Tokarev M.Yu.[4], Olneva T.V.[4], Aksenov A.O.[2,5], Kotochkova Yu.A.[4], Rumyantseva A.K.[3], Simonova A.K.[4]

[1] VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia
[2] Institute of Geosciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
[3] Ltd company Marine Geology Center, Moscow, Russia

[4] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[5] Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

The report presents information on the 2025 MSU-UNESCO Floating University expedition to the Kara and Laptev Seas. The scientific phase of the expedition was conducted at three areas: Beloostrovsky, Severo-Karsky, and Laptev Sea. The expedition's primary focus was "learning through research"—a principle that has already produced many talented polar sea researchers. In its current form, it helps undergraduate and graduate students learn firsthand the techniques of marine geological and geophysical research and assess their own capabilities in harsh Arctic conditions. It is shown that the structure of the upper part of the Quaternary sediment section includes not only marine Holocene sediments but also a significant volume of marine sediments up to the Karginian age. The obtained geological sections indicate the significant role of underwater denudation processes in the formation of the Quaternary cover of the western Laptev Sea.

Keywords: *floating University, TTR-24, Laptev Sea, Quaternary sediments, underwater gravity processes, lithostratigraphy, continuous seismoacoustic profiling, hydroacoustic profiling*

REFERENCES:

Artemyeva D.E., Zinchenko A.G., Urvantsev D.M., et al. Geological map. Scale 1:1,000,000 (third generation). Taimyr-Severozemelskaya and Laptev-Siberian Sea Series. Sheet T-49,50,51,52 – Peter Islands. Explanatory note. St. Petersburg: 2023, 160 p.

Poludetkina E.N., Potemka A.K., Rybalko A.E., Tokarev M.Yu., Sigacheva L.Yu., Golovenko A.V. Results of expeditionary studies in the fluid discharge zones of the North Kara and Laptev Sea shelves (cruise TTR-24) // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and Northwest Russia. 2025. Issue 12, pp. 146-152. doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-146-152

Rybalko A.E., Akhmanov G.G. 10 years of the Marine Geology section at MARESEDU: a retrospective. // Proceedings of the X International Scientific and Practical Conference "Marine Research and Education (MARESEDU-2021)" Volume Tver: OOO PoliPRESS. 2021. P. 16-20.

Solovyeva M.A., Akhmanov G.G., Montelli A.I. New important imprints of the Weichselian glaciation recorded in the north-eastern Barents Sea during the TTR-19 and TTR-20 cruises // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2021. Issue 8. P. 222-227. doi:10.24412/2687-1092-2021-8-222-227

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-190-198

РАЙОН ОКСАФЬЕРДУР, ГРЕНЛАНДСКОЕ МОРЕ: ДВИЖЕНИЕ МАТЕРИАЛА В ГОЛОЦЕНОВОМ ОСАДОЧНОМ СЛОЕ, ВЫЗВАННОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ

✉ *Смагличенко Т.А.[1], Саянкина М.К.[1], Смагличенко А.В.[2]*

[1]ФГБУ «Институт проблем нефти и газа РАН», Москва, Россия
[2]ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского», Симферополь, Россия
✉ *t.a.smaglichenko@gmail.com*

Согласованность сейсмического лучевого трассирования и экспериментальных наблюдений позволяет адекватно оценить свойства геологических структур, в том числе поверхностных форм, отвечающих рельефу. В данной статье для улучшения точности моделирования двух градиентной сложно построенной среды мы представляем краткое описание новой разработки авторов - метода лучевой трассировки, сочетающего метод Эйлера и классические тригонометрические манипуляции. Лучевое моделирование двухслойной среды с постоянными градиентами внутри каждого слоя и горизонтальной границей на глубине 5 км было применено к территории высокоширотной Арктики, включающей район Оксафьердур потенциального месторождения нефти и газа на северо-востоке Исландии. Томографические изображения (до глубины 10 км), получены на основе лучевого трассирования и инновационного метода решения обратной задачи. Верхний слой (0-5 км) впервые сопоставляется с геологической картой побережья. Второй слой (5-10 км) демонстрируется впервые. Мы полагаем, что осадочная толща района имеет местами мощность на 1 км больше, чем это предполагалось в предыдущих исследованиях по данным бурения. Важнейший результат в том, что из-за сильного землетрясения в осадочном слое возникла высокоскоростная аномалия, контрастирующая с низкоскоростной в месте локализации гипоцентра сильного землетрясения.

Ключевые слова*: локальные сейсмические события, томография глубоких слоев, новый метод лучевого трассирования, месторождения нефти и газа, Оксафьердур, Гренландское море*

В Северной Атлантике линия многочисленных землетрясений проходит вдоль хребта Рейкьянес. Он пересекает центральную часть Исландии, а затем продолжает своё развитие вдоль хребта Кольбейнсей на севере Исландии в Гренландском море. Сейсмическая активность определяет геометрию Североамериканской и Евразийской плит, первая из которых движется на восток, а вторая – на запад со смещением 1–3 см/год [*Lawver and Muller, 1994*]. Плиты движутся вдоль зоны разломов Тьёрнес [*De Mets et al., 2010*], которая расположена в Гренландском море между северо-восточной частью Исландии и хребтом Кольбейнсей. Зона Тьёрнес, значимая для направления перемещения плит, включает два основных линеамента: разлом Хусавик-Флатей, частично выходящий на сушу, и линеамент Гримсей, определяемый морскими землетрясениями. Разлом Хусавик-Флатей пересекает залив Скьяльфанди в центральной части зоны Тьёрнес, в то время как соседний расположенный восточнее линеамент Гримсей, врезается в побережье залива Оксафьердур, сохраняя некоторую симметрию между его берегами. Батиметрическая съемка морского дна обеих заливов выявила рельефные неровности в виде вытянутых и круглых впадин, которые по исследованию авторов работы [Richter et al., 2005], связаны с тектоникой в виде линеаментов, внедряющихся в дно океана. Фотосъемка и данные акустики показали просачивание газа через отложения линеаментов, которые периодически меняют цвет и плотность. Собранные немногочисленные керны подтвердили газонасыщенность отложений. Образцы содержали метан биогенного происхождения. Обнаружены полициклические ароматические углеводороды, которые часто связывают с месторождениями нефти и газа. Моделирование пластов обычного и бурого угля показало, что с большой вероятностью эти залежи могут быть нефтематеринской породой.

Ранее мы анализировали выявленные в прибрежной части залива Скьяльфанди аномалии сейсмической скорости в диапазоне глубин 5-10 км, проектируя их на рельеф [*Смагличенко и др., 2024*]. В данной работе мы исследуем двухслойное томографическое изображение скорости, полученное в пределах 0-5 и 5-10 км инновационным вариантом метода координатного спуска, геофизическая оригинальная идея которого была предложена член-корр. РАН А.В. Николаевым. Отметим, что в другой работе [*Смагличенко, 2019*] детально изучена сейсмическая модель вдоль разлома Гримсей, оцененная методом Модификации Гауссовского исключения, созданного первым автором данной статьи.

Известно, что томография это результат решения системы алгебраических уравнений, правая часть которой определяется вектором разницы между реальными наблюдениями времени пробега сейсмической волны и значениями, рассчитанными в соответствии с теоретическими моделями, которые, как правило, описывают вертикально неоднородные среды, имеющими постоянный градиент линейного изменения скорости с глубиной. Однако на практике отклонения экспериментальных данных от модельных значений бывают колоссальными, и тогда построенная система не может быть адекватно решена. Причиной подобных ситуаций может быть несколько. Основная – это сложность геологического строения при прохождении сейсмического луча от источника к приемнику. Так, для томографического просвечивания района Оксафьердур использовались события, гипоцентры которых были распределены вокруг и вдоль хребта Кольбейнсей, а также выстраивались вдоль разлома Гримсей. Согласно исследованию [*Brandsdottir et al., 2004*] батиметрия вдоль хребта неравномерна, становится мельче по направлению к морю, и распределение впадин субпарралельно линеаменту Гримсей. Это означает, что на пути к станциям, расположенным на берегу, луч мог пересечь горизонтальную границу впадины и попасть в среду с другими геологическими свойствами. Если этого не происходило, то распространение луча укладывалось в рамки более простой модели поверхностного слоя. Так как для всего множества используемых данных разница между экспериментальными значениями времен пробега и теоретическими модельными значениями не была в пределах требуемой точности, то понадобилось разрабатывать лучевую трассировку для более сложной двух градиентной модели, которая имела два слоя. Первый характеризовался постоянным градиентом линейного изменения скорости с определенными числовыми значениями, а второй имел другие характеристики градиента. Горизонтальная граница между двумя базовыми слоями предполагалась известной. Следующая секция дает краткое описание нового метода лучевого трассирования, который обеспечивает точные формулы для центральных углов, определяющих точную траекторию луча от источника к приемнику.

Новый метод трассировки лучей в сложно построенной двух градиентной среде. Точное определение кривой пути сейсмического луча при заданном положении источника и приемника, предполагает вычисление угла падения под станцию-приемник. Рисунок 1 демонстрирует схему распространения луча для двух градиентной модели в плоскости луча (w,z). Источник и приемник показаны как окружность и треугольник, соответственно (рис.1). Граница перехода луча из среды, имеющей свои параметры линейной зависимости скорости с глубиной, в среду с другими параметрами представлена горизонтальной прямой $z_{bd.}$ Точка пересечения двух окружностей, соответствующих системе кривых распространения волн в двух среда обозначена как $(\tilde{w}, \tilde{z})$.

Отметим следующие исторические сведения. В 60-е годы угол рассчитывался по показаниям сейсмографов и гальванометров, настроенных на разные длины волн. Инструментальные данные хранились на экспедиционной станции «Арктическая» (НИИГА) и станции «Хейс» (полярная станция Кренкеля, о. Хейса), расположенных на острове Земля Александры. Для определения зависимости «кажущейся» скорости от глубины по показаниям приборов, советский геофизик Е.Ф. Саваренский разработал дифференцированный метод на основе двух формул Бенндорфа и Вихерта-Чибисова

[*Саваренский,1952*]. В настоящее время на архипелагах Новой Земли функционирует только одна постоянно действующая станция, которая включена в автоматическую систему мониторинга Единой Геофизической Службы Российской Академии Наук. Станция была установлена в 2023 г.

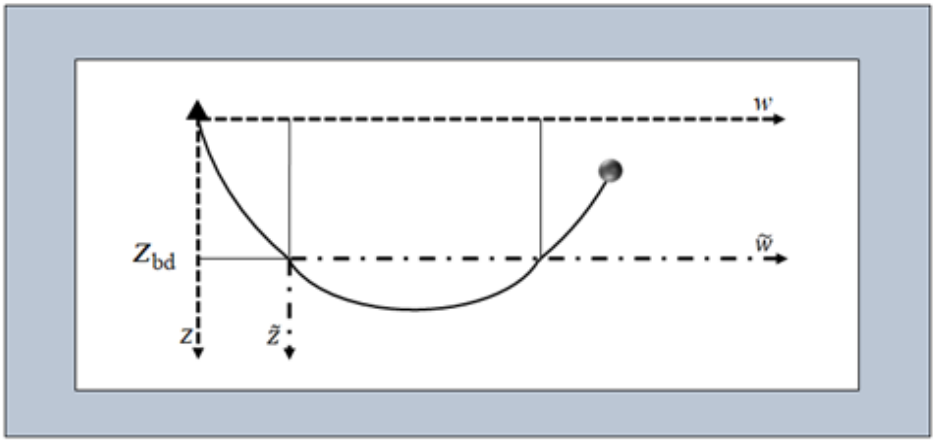


Рис.1. Иллюстрация поведения луча в двух градиентной среде при заданных начальных условиях.

В более ранних публикациях авторов настоящей статьи, например в [*Smaglichenko et al., 2016, 2018*] использовалось решение системы дифференциальных уравнений Эйлера, описанное авторами [*Антонова и Матвеева, 1975*] для случая одно градиентной модели. Апробация формул, определяющих координаты точек сейсмического луча в такой среде, для системы двух окружностей, показала, что возникает ошибка при соединении точек станции приемника и источника. Поэтому было получено новое математическое решение, учитывающие физику распространения волн в сложной двух градиентной среде.

Следующие шаги составили основу алгоритма. Для среды первого градиента была выведена формула, связывающая угол падения на приемник и угол падения на границу двух градиентов. Чтобы это осуществить использовалось свойство обратимости хода лучей. Для каждого из названных углов определялась функция их тангенсов через параметры, описывающие рост скорости с глубиной в первой одно градиентной среде. Связь между тангенсами углов устанавливалась путем деления одного уравнения на другое.

Согласно закону Снеллиуса, была получена формула для известного тригонометрического соотношения между синусом угла падения на граничную глубину и синусом угла преломления через параметры первого и второго градиентов. Тангенс угла преломления определялся через параметры среды второго градиента по алгоритму, который уже использовался для углов в среде первого градиента. Применяя известное тригонометрическое уравнение, связывающее синус и функцию арктангенса, была получена формула для вычисления квадрата синуса угла преломления в среде второго градиента. Таким образом, квадрат синуса угла преломления определялся дважды через закон Снеллиуса и с использованием известного тригонометрического тождества. Приравнивая соответствующие части, была определена формула для вычисления синуса угла падения на границу двух градиентов. В эту формулу входят параметры, как первого, так и второго градиентов. Снова применяя тригонометрическое уравнение, связывающее функцию синуса и функцию арктангенса для угла падения на граничную глубину, была выведена искомая формула для определения угла падения луча на приемник через квадрат его тангенса.

Таким образом, стратегия метода заключается в следующем. Необходимо найти «перекрестный» угол, который будет определяться дважды. С одной стороны он будет связан с углом падения на приемник для хода луча в среде первого градиента, а с другой стороны он будет выражаться через параметры, описывающие среду второго градиента.

Простая подстановка формулы для «перекрестного» угла, полученной для направления, определяемого средой второго градиента в выражение для направления, определяемого средой первого градиента, даст в последующей манипуляции искомую формулу для ключевого угла падения на приемник.

Итак, если ранее в 60-е годы арктическим экспедициям необходимо было устанавливать сейсмографы и гальванометры, чтобы рассчитать по показаниям угол падения луча на станцию, то современное математическое моделирование выполняет эту задачу с помощью инструментов прикладной математики. Соответственно, скорость волны в поверхностной части геологического разреза может быть уточнена по невязкам – отклонениям модельных значений от наблюденных для множества сейсмических лучей, приходящих под станцию с различных направлений.

Результат томографического разреза для первого слоя в диапазоне глубин 0-5 км. Метод, описанный выше, использовался для вычисления невязок времен пробега, то есть для нахождения разницы между экспериментальными наблюдениями времен пробега сейсмических волн от землетрясений, произошедших в Гренландском море в пределах залива Оксафьердур и зафиксированных временными приемниками на берегу в 1987-1989 годах (решение прямой задачи). Зарегистрированные данные собраны благодаря работе экспедиции под руководством проф. Вольфганга Якоби (университет Йоханнеса Гутенберга в г. Майнц). Затем, невязки были входной информацией для решения системы алгебраических уравнений (обратная задача) разработанным авторами вариантом метода координатного спуска. Полученные низкоскоростные и высокоскоростные аномалии отмечены на рисунке 2 оттенками оранжевого и синего цвета. Точками обозначены гипоцентры событий, которые относятся к данному слою. Сплошная линия показывает положение разлома Гримсей.

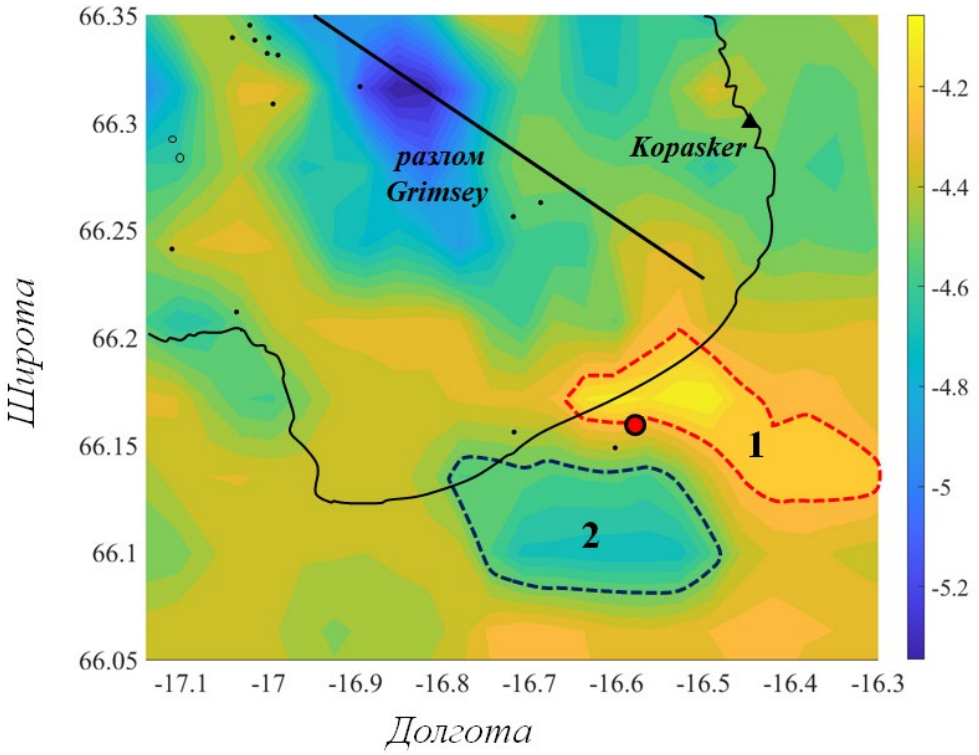


Рис.2. Томография первого слоя 0-5 км. Основные сейсмические аномалии (1-2) выделены пунктирной линией.

Сделаем важное замечание. В изучаемом районе в 1976 г. произошло одно из самых ощутимых сейсмических событий в Исландии, получившее название землетрясение Копаскер (M = 6.3). Гипоцентр обозначен красным кругом на рисунке 2. Сейсмическая станция Копаскер показана с помощью треугольника. Наши результаты выявляют, что

гипоцентр землетрясения расположен на границе низкой и высокой скорости (аномалии 1-2 на рис. 2). Полученные оценки полностью согласуются с выводами японских коллег о том, что разрыв среды происходит на границе скоростных контрастов (см, например, [Murai et al., 2019]).

Трактовка результата с точки зрения геологической и геохимической информации. Рисунок 3 представляет подробную геологическую карту района Оксафьердур [*Geological map of Iceland, 1998*]. Центральное место занимают голоценовые осадки, расположенные на побережье.



- Осадочная толща голоцена
- Основные и средние лавы. Послеледниковые, доисторические, возрастом более 1100 лет.
- Основные и средние гиалокласситы, подушечные лавы и связанные с ними осадки. Верхний плейстоцен, моложе 0.8 млн лет.
- Основные и средние межледниковые и надледниковые лавы с прослоями осадков. Верхний плиоцен, моложе 0.8 млн лет.
- Основные и средние излившиеся породы с прослоями осадков. Верхний плиоцен и нижний плейстоцен, 0.8 – 3.3 млн лет.
- Основные и средние излившиеся породы с прослоями осадков. Верхнетретичный период, возраст более 3.3 млн лет.

Рис.3. Район Оксафьердур. Геологическая карта и легенда. Сейсмические аномалии (1-2) , выделены пунктиром в соответствии с их локацией на рис.2.

Бассейн зоны Тьёрнес, включающий три грабена, в том числе Оксафьердур, образовался в миоцене (7-9 млн. лет назад). С тех пор бассейн накопил осадочную толщу мощностью 0,5-4 км [*Richter et al., 2002*]. Прибрежные морские отложения обнажаются на полуострове. В 1989 году газовые выбросы термогенных углеводородов были

обнаружены во время колонкового бурения в восточном бассейне Оксафьердур. Анализ выбросов природного газа выявил наличие углеводородов (метан-гексан) в высоких концентрациях. По мнению авторов [*Richter et al., 2002*], слои Тьёрнес термически незрелы с точки зрения генерации нефти. Однако, судя по тектонической истории, это, вероятно, признак минимальной зрелости, поскольку органический геохимический анализ и моделирование созревания показывают, что высокий геотермический градиент усиливает образование сухих и влажных газов и парафинистой нефти. Итак, геологические и геохимические исследования показывают, что район потенциально нефтегазоносен до глубины 4 км, где сосредоточены осадки. Наши геофизические результаты подтверждают, что приблизительно на этой глубине происходит скачок градиента сейсмической скорости. Проведенное нами математическое моделирование предполагает, что мощность осадочного слоя может быть местами больше на 1 км. Известно, что слой осадков часто связывают с занижением сейсмической скорости. А в нашем случае мы имеем высокоскоростную аномалию, которая соседствует с низкоскоростной в осадочной толще.

Это может быть объяснено следующим образом. Землетрясение Копаскер произошло в 1976 г. Мы обработали данные локальных сейсмических событий, которые произошли всего на 11-13 лет позже в 1987-1989 гг. Возможно, что после землетрясения геологическая среда претерпела внутреннее движение пород под воздействием тектоники в более глубокой толще вблизи гипоцентра. Перемещение высокоскоростных масс произошло из слоя 5-10 км в приповерхностный слой осадков, что и показала томография в виде аномалии 2 (рис.2, рис. 3).

Результат томографического разреза для второго слоя в диапазоне глубин 5-10 км. Рисунок 4 иллюстрирует сейсмические аномалии во втором слое предполагаемого скачка градиента. Точки соответствуют положению гипоцентров событий, которые относятся к данному слою. Сплошная линия показывает разлом Гримсей. Красным кругом обозначена проекция гипоцентра землетрясения Копаскер, произошедшего в верхнем слое.

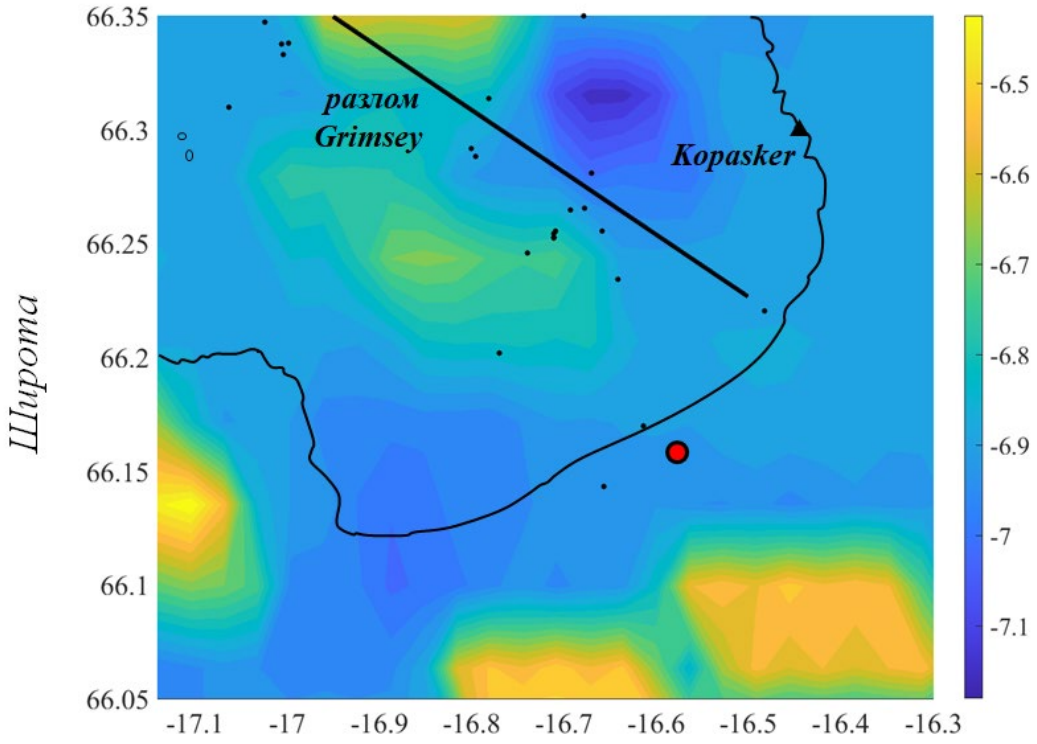


Рис.4. Томография второго слоя 5-10 км.

Анализ показал тенденцию распределения гипоцентров локальных сейсмических событий, имеющих малые магнитуды. В основном, они находятся на границе низкоскоростных и высокоскоростных аномалий. Такая же закономерность наблюдается для верхнего слоя.

Выводы. Мы установили, что гипоцентр сильного землетрясения, произошедшего в осадочной толще голоцена, находится на границе низкой и высокой сейсмической скорости. Объяснением этого факта является предположение о том, что в результате землетрясения произошло тектоническое перемещение высокоскоростной породы, расположенной в более глубоком слое 5-10 км, на поверхность. Локальные события малых магнитуд также имеют тенденцию для локализации гипоцентров на границах контрастов, как показало глубинное сейсмическое просвечивание. Картирования батиметрии, геохимический анализ газов, присутствие полициклических ароматических углеводородов, изучение пластов обычного и бурого угля (см, например, [*Richter et al., 2002, 2005; Brandsdottir et al., 2004*]) с большой вероятностью указывают на нефтегазоностность района. Следовательно, планирование процесса добычи должно сопровождаться предварительной томографией резервуаров до глубин бурения с целью предотвращения опасности возникновения разрушительного землетрясения, которое приведет к экономическим затратам.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания (тема № FZEG-2024-0016 и в рамках темы «Фундаментальный базис инновационных, цифровых технологий прогноза, поиска, разведки и освоения нефтегазовых ресурсов (фундаментальные, поисковые, прикладные, экономические и междисциплинарные исследования до 2030 года)» № 125021302095-2).

ЛИТЕРАТУРА

Антонова Л.Н., Матвеева Н.Н. Кинематика волн в трёхмерных блоково-градиентных средах // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн.1975. С. 78-89.

Саваренский Е.Ф. Об углах выхода сейсмической радиации и некоторых смежных вопросах // Труды Геофиз. ин-та АН СССР. 1952. №15 (142). С. 1-109.

Смагличенко Т.А. Природный барьер для удержания высоких концентраций газов: метана и углекислого газа, метана и водорода при гидротермальных выбросах // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Выпуск 4 (27). doi:10.29222/ipng.2078-5712.2019-27.art11

Смагличенко Т.А., Саянкина М.К., Смагличенко А.В. Связь между видимым рельефом и невидимой глубинной сейсмической структурой в субарктическом районе побережья залива Гренландского моря // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. Выпуск 11. С. 346-351. doi:10.24412/2687-1092-2024-11-346-351

Brandsdottir B., Richter B., Riedel C., Dahm T., Helgadottir G., Kjartansson E., Detrick R., Magnusson A., Asgrimsson A.L., Palsson B.H., Karson J., Saemundsson K., Mayer L., Calder B., Driscoll N. Tectonic details of the Tjornes Fracture Zone, an onshore-offshore ridge-transform in N-Iceland // Eos Trans AGU. 2004. Vol. 85(47). F1071.

De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F. Geologically current plate motions // Geophysical Journal International. 2010. Vol. 181. Is. 1. P. 1-80. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x

Geological map of Iceland. Reykjavik: Icelandic Institute of Natural Histrory. 1998.

Lawver L., Muller R. Iceland hotspot track // Geology. 1994. Vol. 22. Is. 4. P. 311-314. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<0311:IHT>2.3.CO;2

Murai Y., Katsumata K., Takanami T., Watanabe T., Yamashina T., Cho I., Tanaka M., Azuma R. Seismic velocity structure in southern Hokkaido deduced from ocean-bottom seismographic and land observations // Japan Geoscience Union Meeting. 2019. SSS12-02.

Richter B., Brandsdottir B., Detrick R., Helgadottir G., Kjartansson E., Gunnarsson K., Driscoll N., Kent G. Indications of Hydrocarbons in the Tjornes Basin North Iceland // American Geophysical Union, Fall Meeting. 2002. Id. OS71C-0306.

Richter B., Brandsdottir B., Geptner A., Driscoll N., Boejesen-Koefoed J. Hydrocarbon prospect of the Tjornes Fracture Zone, north of Iceland // American Geophysical Union, Fall Meeting. 2005. Id. OS33C-1487.

Smaglichenko T., Bjarnason I., Smaglichenko A., Jacoby W.R. Method to find the minimum 1D linear gradient model for seismic tomography // Fundamenta Informaticae. 2016. Vol. 146. Is. 2. P. 211-217. doi: 10.3233/FI-2016-1382

Smaglichenko T.A., Smaglichenko A.V., Zelinka I., Chigarev B. Seismic attractor can assist in finding of geothermal area? // International Journal of Parallel, Emergent and Distributed Systems. 2018. Vol. 33(5). P. 503-512. doi: 10.1080/17445760.2017.1419349

THE OKSAFJORDUR AREA, GREENLAND SEA: MATERIAL MOVEMENT IN THE HOLOCENE SEDIMENTARY LAYER EARTHQUAKE-INDUCED

Smaglichenko T.A.[1], Sayankina M.K.[1], Smaglichenko A.V.[2]

[1]Research Oil and Gas Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2]V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia

Consistency between seismic ray tracing and experimental observations enables an accurate assessment of the properties of geological structures, including surface forms that correspond to the relief. In this paper, we present a brief description of a newly developed ray tracing method that combines the Euler method and classical trigonometric manipulations to improve the accuracy of modeling a complex two-gradient medium. Ray tracing modeling in a two-layer medium with constant gradients within each layer and a horizontal boundary at a depth of 5 km was applied to the Arctic region, including the Oxafjordur area, a potential oil and gas field in northeastern Iceland. Tomographic images (to a depth of 10 km) were obtained using ray tracing and an innovative inverse problem solution. The upper layer (0-5 km) is compared for the first time with a geological map of the coast. The second layer (5-10 km) is demonstrated for the first time. We suggest that the sedimentary layer in the area is locally 1 km thicker than the estimations based on drilling data by other researchers. The most important result is that the strong earthquake created a high-velocity anomaly in the sedimentary layer, which contrasts with the low-velocity anomaly at the location of the strong earthquake's hypocenter.

Keywords:local seismic events, deep tomography, new ray tracing method, oil and gas fields, Oxafjordur, Greenland Sea

REFERENCES:

Antonova L.N., Matveeva N.N. Kinematics of waves in three-dimensional block-gradient media // Issues of the dynamic theory of seismic wave propagation.1975. P. 78-89. (in Russian).

Savarensky E.F. On the angles of seismic radiation emission and some related issues // Proceedings of the Geophysical Institute of the USSR Academy of Sciences. 1952. N. 15 (142). P. 1-109. (in Russian).

Smaglichenko T.A. The natural barrier to retention of the high concentration of gases: methane and carbon dioxide, methane and hydrogen under hydrothermal vents // Current issues in oil and gas. 2019. Vol. 4 (27). doi: 10.29222/ipng.2078-5712.2019-27.art11

Smaglichenko T.A., Sayankina M.K., Smaglichenko A.V. Relationship between visible relief and invisible deep seismic structure in the subarctic coastal area of Bay in the Greenland Sea // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024. Vol. 11. P. 346-351. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-346-351

Brandsdottir B., Richter B., Riedel C., Dahm T., Helgadottir G., Kjartansson E., Detrick R., Magnusson A., Asgrimsson A.L., Palsson B.H., Karson J., Saemundsson K., Mayer L., Calder B., Driscoll N. Tectonic details of the Tjornes Fracture Zone, an onshore-offshore ridge-transform in N-Iceland // Eos Trans AGU. 2004. Vol. 85(47). F1071.

De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F. Geologically current plate motions // Geophysical Journal International. 2010. Vol. 181. Is. 1. P. 1-80. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x

Geological map of Iceland. Reykjavik: Icelandic Institute of Natural Histrory. 1998.

Lawver L., Muller R. Iceland hotspot track // Geology. 1994. Vol. 22. Is. 4. P. 311-314. doi: 10.1130/0091-7613(1994)022<0311:IHT>2.3.CO;2

Murai Y., Katsumata K., Takanami T., Watanabe T., Yamashina T., Cho I., Tanaka M., Azuma R. Seismic velocity structure in southern Hokkaido deduced from ocean-bottom seismographic and land observations // Japan Geoscience Union Meeting. 2019. SSS12-02.

Richter B., Brandsdottir B., Detrick R., Helgadottir G., Kjartansson E., Gunnarsson K., Driscoll N., Kent G. Indications of Hydrocarbons in the Tjornes Basin North Iceland // American Geophysical Union, Fall Meeting. 2002. Id. OS71C-0306.

Richter B., Brandsdottir B., Geptner A., Driscoll N., Boejesen-Koefoed J. Hydrocarbon prospect of the Tjornes Fracture Zone, north of Iceland // American Geophysical Union, Fall Meeting. 2005. Id. OS33C-1487.

Smaglichenko T., Bjarnason I., Smaglichenko A., Jacoby W.R. Method to find the minimum 1D linear gradient model for seismic tomography // Fundamenta Informaticae. 2016. Vol. 146. Is. 2. P. 211-217. doi: 10.3233/FI-2016-1382

Smaglichenko T.A., Smaglichenko A.V., Zelinka I., Chigarev B. Seismic attractor can assist in finding of geothermal area? // International Journal of Parallel, Emergent and Distributed Systems. 2018. Vol. 33(5). P. 503-512. doi: 10.1080/17445760.2017.1419349

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-199-203

ДИАТОМОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ИЗ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ДОЛИНЕ СЕММЕЛЬДАЛЕН (ЗЕМЛЯ НОРДЕНШЕЛЬДА, АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН)

✉*Фомичева Е.Д.* [1,2,3], *Соловьева Д.А.* [1], *Пушина З.В.* [1], *Окунев А.С.* [2], *Веркулич С.Р.* [1]

[1]ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия
[2]ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
[3]СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
✉ *fom.lissa@gmail.com*

Приведены первые результаты диатомового анализа и анализа потери масс при прокаливании четвертичных отложений, вскрытых в среднем течении реки Семмельдален (Земля Норденшельда). Обнаружена бентосная солоноватоводная и пресноводная диатомовая флора. Выделены 4 экозоны, позволяющие охарактеризовать изменения природной среды в исследуемом районе в среднем-позднем голоцене. Изученные диатомовые комплексы позволили выделить этап формирования маршей и переход к пресноводным обстановкам осадконакопления.

Ключевые слова: *архипелаг Шпицберген, Земля Норденшельда, четвертичные отложения, голоцен, диатомовый анализ*

Введение. В ходе полевых работ в 2019 г. Шпицбергенской партии АО «ПМГРЭ» совместно с сотрудниками Российской арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) ААНИИ и отдела геологического картирования ВНИИОкеангеологии был описан разрез четвертичных отложений ВМ19-59 (рис. 1) мощностью 4,3 м, вскрытый в правом борту в среднем течении реки Семмельдален (южная часть Земли Норденшельда) на абсолютной отметке 17 м над уровнем моря.

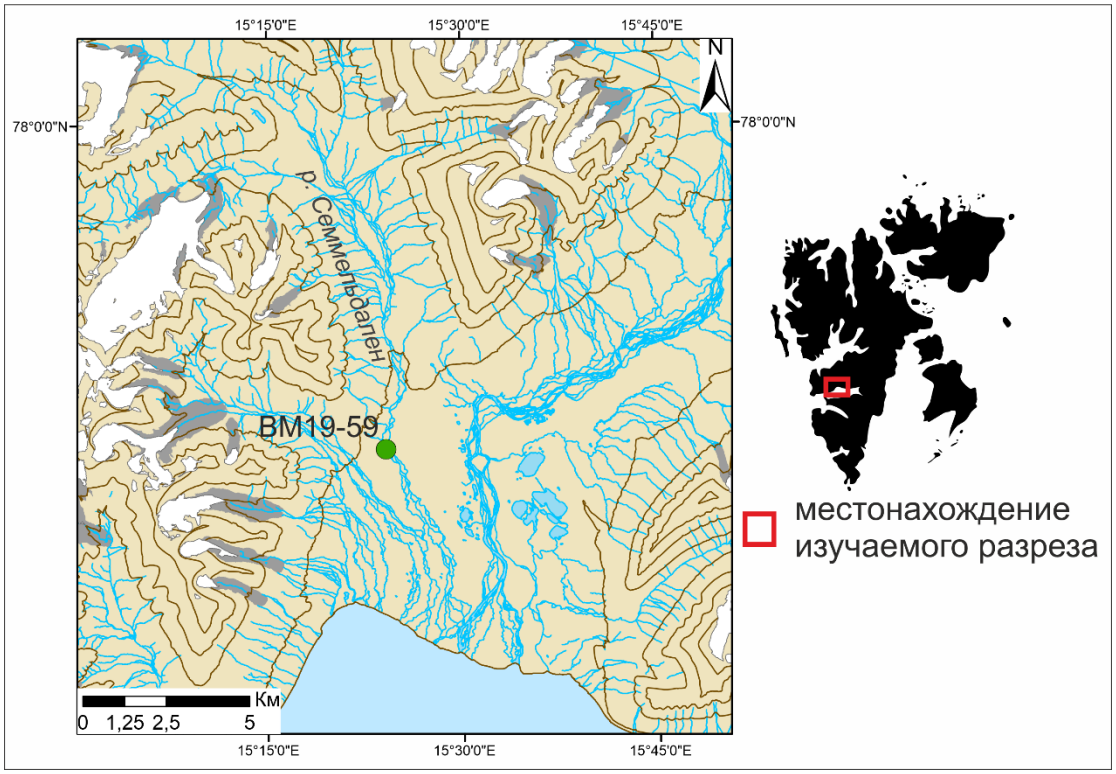


Рис. 1. Расположение разреза ВМ19-59.

Результаты. Ранее описанные отложения были изучены методом споро-пыльцевого анализа, получены радиоуглеродные датировки. Для проведения диатомового анализа и

анализа потери масс при прокаливании было отобрано 17 проб через 5-10 см. Створки диатомей обнаружены в 7 из них в интервале глубин 165-55 см. Согласно результатам радиоуглеродного датирования, формирование толщ, содержащих створки диатомовых водорослей, происходило в конце раннего – начале позднего голоцена около 8800-4000 калиброванных лет назад. Четвертичные отложения архипелага Шпицберген ранее изучались методом диатомового анализа, но как правило в осадках озёр, большая часть исследований посвящена изучению современных диатомовых комплексов [*Walton, 1922; Foged, 1964; Picińska-Faltynowicz, 1988; Jones, Birks, 2004; Zgrundo et.al., 2016* и др.]. Крайне фрагментарно изучены ископаемые диатомеи из обнажений четвертичных отложений [*Полещук, 2019; Соловьева и др*., в печати].

Результаты и обсуждение

В нижней части (430-165 см) снизу вверх разрез представлен тонкозернистыми песками, алевритами с включением растительных остатков и раковин *Mytilus edulis* (Linnaeus) *in situ*, перекрытыми переслаиванием гравия и гальки. Верхняя часть (165-0 см) сложена массивными алевритами с прослоем гипнового торфа, перекрытыми грубозернистыми песками и гравийниками. Выше по разрезу отмечены алевриты с линзами торфа. Диатомовые водоросли обнаружены в алевритах и торфе. Всего идентифицировано 46 видов диатомовых водорослей, а также цисты золотистых водорослей (Chrysophyta). Пробоподготовка выполнялась по стандартной методике [*Диатомовые …, 1974*] в химико-аналитической лаборатории РАЭ-Ш в посёлке Баренцбург. Анализ потери масс при прокаливании проводился по методике, описанной в статье О.Хеири [*Heiri et al., 2001*].

Анализ потери масс при прокаливании показал относительно небольшое изменение процентного показателя для основного числа образцов (от 5,1% до 9,8%), однако отмечены пики в линзах торфа – в нижней части разреза потеря массы при прокаливании составила 42,2% на отметке глубины 160-150 см, на 50-55 см – 14,8%. В образцах, отобранных в интервалах 165-160 см и 140-130 см, потери масс при прокаливании составили 9,8% и 9,0%, соответственно. На глубине 125-120 см значения снизились до 7,4%. В верхней части разреза, в интервале глубин 70-55 см, значения потери при прокаливании колеблются от 7,8% до 14,8%.

В ходе диатомового анализа на основании изменения видового состава и экологических групп диатомей выделены 4 экозоны.

Экозона IV (165-160 см) характеризуется наибольшим количеством видов – определено 28 таксонов; также отмечены 4 экземпляра цисты Chrysophyta. В процентном соотношении наиболее хорошо представлены донные мезогалобные диатомеи (40% от общего состава комплекса), около 30% комплекса составляют донные галофильные виды, около 30% приходится на донные и единичные эпифитные олигалобы и галофобы. Преимущественно все обнаруженные виды относятся к космополитам. Комплекс полидоминантный – преобладают алкалифильные мезогалоб *Diploneis interrupta* Cleve (20%), галофил *Navicula cryptocephala* Kützing (17%) и нейтральный по отношению к pH олигалоб *Pinnularia* aff. *curticostata* Krammer & Lange-Bertalot (20%). К субдоминантным видам относятся – алкалифильные мезогалобные *Caloneis westii* (W. Smith) Hendey (8%), *Navicula digitoradiata* (W. Gregory) Ralfs (7%) и галофил *Navicula rhynchocephala* Kützing (5%). В меньшем процентном отношении (до 2% на таксон) представлены донные олигалобные и галофобные диатомеи. Вероятно, диатомовые водоросли данной экозоны развивались в условиях маршей, на некотором отдалении от берега, т.к. влияние пресноводных таксонов больше, чем солоноватоводных. Доминанты диатомового комплекса схожи с описанными из маршей, расположенных на южном берегу Адольфбухты Биллифьорда. (архипелаг Шпицберген) [*Walton, 1922*]. Марши имеют широкое распространение в северных широтах и также отмечаются в настоящее время в районе посёлка Баренцбурга в устьях рек, на побережьях морских заливов и бухт, защищенных от сильной волновой деятельности [*Королева, 2016*].

На глубинах 160-150 см в образце торфа были отмечены единичные бентосные пресноводные диатомеи, главным образом виды рода *Pinnularia* Ehrenberg *(P. lata* (Brébisson) W. Smith*, P. microstauron* (Ehrenberg) Cleve*, P.* aff. *spitzbergensis* Cleve*, P. viridis* (Nitzsch) Ehrenberg).

Экозона III (140-130 см) по составу диатомового комплекса аналогична экозоне IV, отличаясь меньшим количеством определенных таксонов – 25; отмечено экземпляров 5 цист Chrysophyta. Кроме того, донные мезогалобные диатомеи составляют 70%, в равной степени представлены донные галофильные и олигалобны диатомеи (по 14% соответственно). Обнаруженные виды преимущественно являются космополитами. Абсолютно доминирует алкалифильный мезогалоб *D. interrupta*, на его долю приходится более 50%. Ему сопутствуют алкалифильный галофил *N. cryptocephala* (10%), алкалифильные мезогалобы *N. digitoradiata* (7%) и *C. westii* (7%). Олигалобы представлены главным образом донными нейтральными по отношению к pH *P.* aff. *curticostata* (4%), *P.* aff. *spitzbergensis* (4%) и алкалифилом *Navicula reinhardii* (Grunow) Grunow (2%). Состав диатомового комплекса отражает формирование отложений в условиях марша, с более значительным влиянием морских вод по сравнению с экозоной IV.

Экозона II (125-120 см) характеризуется пресноводным диатомовым комплексом, состоящим главным образом из эпифитных ацидофильных таксонов (92%). Галофильные диатомеи отсутствуют. Видовое разнообразие наиболее бедное среди выделенных комплексов, отмечено 12 видов диатомей; при этом цисты Chrysophyta обнаружены в количестве 29, это наибольшее значение для всего разреза. В данном интервале в диатомовом сообществе выделены 2 доминанты, обе являются эпифитами и предпочитают кислую среду обитания – арктический галофоб *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kützing (40%) и космополит олигалоб *Encyonema pausistriata* (Cleve) Mann (31%). Среди субдоминирующих видов выделяется холодолюбивый эпифитный ацидофильный таксон – *Eunotia bidens* Ehrenberg (17%). Остальные виды количественно представлены незначительно, не более 3%. Среди них отмечены как пресноводные эпифитные и донные диатомеи, так и единичные створки донного мезогалоба *D. interrupta*, вероятно, занесенного. Описанный диатомовый комплекс формировался в условиях часто затопляемой заболоченной поймы, либо на её переувлажненной поверхности при низкой минерализации вод. *Tabellaria flocculosa* имеет достаточно широкое распространение среди диатомовой флоры Шпицбергена, предпочитая орошаемые скалы, небольшие ручьи, моховые болота, переувлажненные поймы, талые воды [*Foged, 1964*]. Также на основании преимущественно галофобной группировки диатомей предполагается отсутствие влияние морских вод, что может быть связано с небольшим понижением уровня моря в районе исследования. Кроме того, вероятно климатические условия были наиболее суровые по сравнению с остальными выделенными интервалами.

Экозоне I (70-55 см) соответствуют пресноводные комплексы диатомовых водорослей. В интервале 70-60 см обнаружены малочисленные донные диатомеи рода *Pinnularia* (4 вида), главным образом олигалоб космополит *Pinnularia viridis,* а также олигалоб космополит *Stauroneis phoenicenteron* (Nitzsch) Ehrenberg и 3 эпифитных ацидофильных вида – северные *Eunotia papilio* (Ehrenberg) Grunow и *Cymbopleura tynni* (Krammer) Krammer, космополит *E. bidens*. Отмечены 3 экземпляра цисты Chrysophyta. Диатомовые водоросли в интервале 60-55 см отсутствуют.

На отметках 55-50 см сформирован количественно богатый диатомовый комплекс, состоящий преимущественно из донных космополитов, индифферентов по pH (>50%). Общее количество определенных таксонов – 15. Отсутствуют галофильные диатомеи, а также таксоны, предпочитающие щелочную среду. Диатомовая флора характеризуется наибольшей численностью видов, принадлежащих к роду *Pinnularia* (8 видов), в их числе доминирующий олигалоб космополит *Pinnularia viridis* (48%) и сопутствующий ему арктический *Pinnularia* aff. *spitzbergensis* (16%). В меньшем количестве представлены

галофобы, индифференты по pH *Pinnularia mircostauron* (5%), *Neidium bisilcatum* (Lagerstedt) Cleve (8%). Наиболее разнообразны в видовом отношении по разрезу болотные эпифитные диатомеи рода *Eunotia* Ehrenberg (4 вида – 8%) – *Eunotia bidens, E. papilio, E. praerupta* Ehrenberg и *E. sp*. Также среди обрастателей отмечен диатомовый вид *Cymbopleura tynnii* (3%). Диатомеи описанной экозоны формировались, вероятно, в условиях холодного, мелкого, пресного водоема с низкой минерализацией, берега которого были заболочены.

Заключение. В результате проведенных диатомового анализа и анализа потери масс при прокаливании в отложениях разреза ВМ19-59 в долине реки Семмельдален охарактеризованы интервалы осадконакопления на глубинах 165-55 см. На отметках глубин 165-130 см установлены условия, характерные для маршей, однако в короткий интервал времени, вероятно, происходило отступание моря и следовавшее за этим активное накопление отложений в пресноводных условиях богатых органикой. Далее территория вновь испытывала заболачивание и влияние морских вод. Выше по разрезу (в интервале глубин 125-120 см) солоноватоводные условия сменялись пойменными пресноводными. Осадконакопление происходило в холодных условиях заболоченной, периодически затопляемой поймы с полным исчезновением влияния моря. На отметках глубин 120-100 см обнаружены грубозернистые пески, гравийники – створки диатомей отсутствуют, здесь происходило формирование пролювиально-делювиальных отложений. Выше по разрезу установлены условия формирования отложений в пределах поймы мелкого пресного холодного водоёма.

Благодарности. Авторы благодарят сотрудников Российской научной арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш) ФГБУ «ААНИИ» и сотрудников химико-аналитической лаборатории РАЭ-Ш в пос. Баренцбург за помощь в проведении лабораторных работ.

ЛИТЕРАТУРА

Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Т.1. Л.: Наука, 1974. 403 с

Королева Н.Е. Основные типы растительных сообществ «Русского Шпицбергена» // Труды Карельского научного центра РАН. 2016. № 7. С. 3–23. doi:10.17076/BG323

Полещук К.В., Пушина З.В., Веркулич С.Р. Голоценовые диатомовые комплексы из отложений Дундербухты, Западный Шпицберген // Вопросы современной альгологии. 2019. №2 (20). С. 242–245. doi:10.33624/2311-0147-2019-2(20)-242-245

Соловьева Д.А., Веркулич С.Р., Пушина З.В., Савельева Л.А., Зазовская Э.П. Послеледниковые изменения природных условий в северо-западной части Земли Норденшельда (о-в Западный Шпицберген) по результатам исследований отложений в долине Грендален // Геоморфология и палеогеография. в печати

Foged N. Freshwater diatoms from Spitsbergen // Tromso Museums Skrifter. N. 11. 1964. 204 p.

Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // Journal of Paleolimnology. 2001. Vol. 25. P. 101–110. doi:10.1023/A:1008119611481

Jones V.J., Birks H. Lake-sediment records of recent environmental change on Svalbard: 941 results of diatom analysis // Journal of Paleolimnology. 2004. Vol. 31. P.445–466. doi:10.1023/B:JOPL.0000022544.35526.11

Picinska-Faltynowicz J. Freshwater benthic diatoms from the south-western part of the 999 Hornsund Fjord area, SW Spitsbergen // Polar Research. 1988. Vol. 6. P. 19–34. doi:10.3402/polar.v6i1.6843

Walton J. A Spitsbergen Salt Marsh: With Observations on the Ecological Phenomena Attendant on the Emergence of Land from the Sea // Journal of Ecology. 1922. Vol. 10. Is. 1. P. 109–121. doi:10.2307/2255433

Zgrundo A., Wojtasik B., Convey P., Majewska R. Diatom communities in the High Arctic aquatic habitats of northern Spitsbergen (Svalbard) // Polar Biology. 2017. Vol. 40. P.873–890. doi:10.1007/s00300-016-2014-y

DIATOM ASSEMBLAGES FROM HOLOCENE SEDIMENTS IN THE SEMMELDALEN VALLEY (NORDENSKJÖLD LAND, SVALBARD)

[1,2,3]Fomicheva E., [1]Soloveva D., [1,2]Pushina Z., [2]Okunev A., [1]Verkulich S.

[1]Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia
[2]VNIIOkeangeologiya, St. Petersburg, Russia
[3]St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

The first results of diatom analysis and loss on ignition analysis of Quaternary sediments exposed in the middle reaches of the Semmeldalen River (Nordenskjöld Land) are presented. Benthic brackish-water and freshwater diatom flora were discovered. Four Diatom Zones were identified, which characterize environmental changes in the study area during the middle to late Holocene. The diatom assemblages studied allowed to identify the stage of marsh formation and the transition to freshwater sedimentation environments.

Keywords: *Svalbard, Nordenskiöld Land, Quaternary sediments, Holocene, diatom analysis*

REFERENCES:

Diatomovye vodorosli SSSR (iskopaemye i sovremennye). [USSR diatoms (fossil and modern)]. V.1. Nauka, Leningrad, 1974. 403 p. (In Russian).

Koroleva N. Main Habitat Types of "Russian Svalbard // Proceedings of the Karelian Research Centre of the Russian Academy of Sciences. 2016, doi:10.17076/BG323

Poleshchuk K.V., Pushina Z.V., Verkulich S.R. Holocene diatom assemblages from Dunderbukhta sediments, West Svalbard // Voprosy sovremennoi algologii [Issues of modern algology]. 2019. №2 (20). P. 242–245. doi:10.33624/2311-0147-2019-2(20)-242-245

Foged N. Freshwater diatoms from Spitsbergen // Tromso Museums Skrifter. N. 11. 1964. 204 p.

Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // Journal of Paleolimnology. 2001. Vol. 25. P. 101–110. doi:10.1023/A:1008119611481

Jones V.J., Birks H. Lake-sediment records of recent environmental change on Svalbard: 941 results of diatom analysis // Journal of Paleolimnology. 2004. Vol. 31. P.445–466. doi:10.1023/B:JOPL.0000022544.35526.11

Picinska-Faltynowicz J. Freshwater benthic diatoms from the south-western part of the 999 Hornsund Fjord area, SW Spitsbergen // Polar Research. 1988. Vol. 6. P. 19–34. doi:10.3402/polar.v6i1.6843

Walton J. A Spitsbergen Salt Marsh: With Observations on the Ecological Phenomena Attendant on the Emergence of Land from the Sea // Journal of Ecology. 1922. Vol. 10. Is. 1. P. 109–121. doi:10.2307/2255433

Zgrundo A., Wojtasik B., Convey P., Majewska R. Diatom communities in the High Arctic aquatic habitats of northern Spitsbergen (Svalbard) // Polar Biology. 2017. Vol. 40. P.873–890. doi:10.1007/s00300-016-2014-y

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-204-216

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КОЭВОЛЮЦИОННОМ РАЗВИТИИ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В КВАРТЕРЕ

✉*Шейнкман В.С.* [1], *Седов С.Н.* [1], *Русаков А.В.* [2]

[1]Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия
[2]СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
✉ *vlad.sheinkman@mail.ru*

Результаты исследований, проведенных авторами данной работы в субарктической зоне Западной Сибири, были получены в целях выявления особенностей коэволюционного развития порожденных холодом явлений. Подобная направленность их изучения обусловлена необходимостью создания цельного образа криосферы для рассматриваемого региона, что требует упорядочивания знания о порожденных холодом явлениях в рамках объединяющих данные явления криогенных геосистем. Однако сегодня на фоне обработки, при идентификации отмеченных явлений, все большего количества информации, порой исследователи стараются оперировать только тем ее объемом, который позволяет интерпретировать события и объекты в рамках привычных им схем и взглядов. В результате акцентированным оказывается процесс формирования криогенной системы частного ранга, а закономерности развития основной геосистемы остаются недостаточно раскрыты, и ее восприятие становится искаженным. Тем не менее, приходится констатировать, нередко следы развития объектов криологии Земли рассматриваются не в коэволюционном аспекте, а берутся изолированно и трактуются как фоновые, тогда как на самом деле они могут иметь частное значение. Особенно это касается объектов, которые ряд авторов считает следами покровных ледников, игнорируя тот факт, что такие ледники с позиций закономерностей криологии Земли в Западной Сибири в принципе формироваться не могли. Все это ведет росту противоречий в формируемых научных концепциях и обособлению научных групп на основе их приверженности только определенным моделям. Примеры того, как избегать подобного, опираясь на выявление особенностей коэволюционного развития порожденных холодом явлений, показаны в настоящей статье.

Ключевые слова: *коэволюционное развитие, объекты криосферы, порожденные холодом явлений, север Западной Сибири, криогенные геосистемы*

Введение. В текущем году авторы проводили обработку материалов полевых исследований, реализованных в предыдущие годы. К этому времени были получены новые аналитические данные и уточнены подходы к решению проблем распознавания, определения и верификации наиболее информативных объектов криосферы. После того, как было выявлено, что с позиций криологии Земли на севера Западной Сибири, при господстве в нем в квартере мерзлотных процессов, развитие покровного оледенения нереально [*Шейнкман и др., 2020; Sheinkman, 2016*], на первое место был выдвинут анализ коэволюционного развития порожденных холодом явлений, который стал надежным инструментом вскрытия закономерностей формирования природной среды региона в плейстоцене. Особенно в плане выявления взаимодействия процессов криогенеза и педогенеза, поскольку в отсутствие ледниковых покровов именно следы коэволюционного развития таких процессов служат информативными индикаторами экосистем, получавших развитие в данном регионе в квартере.

Подобная направленность исследований обусловлена тем, что сегодня необходимость обработки, при идентификации порождённых холодом явлений, все большего количества информации порой приводит к тому, что исследователи оперируют тем ее объемом, который позволяет интерпретировать объекты в рамках привычных им схем. Итогом тогда нередко оказывается акцентированность на криогенной системе частного ранга, а закономерности развития основной геосистемы остаются недостаточно раскрыты, и ее восприятие становится искаженным. Все это ведет к росту противоречий в формируемых научных концепциях и обособлению научных групп на основе их

приверженности только определенным моделям. Особенно это касается моделей покровного оледенения, которые рассматривают его условное помещение на пространство Западной Сибири вне связи с превалирующими на этой территории иными порожденными холодом явлениями. Поэтому в настоящей статье показаны примеры выявления специфики коэволюционного развития порожденных холодом явлений.

Опорная территория и используемые материалы. Под севером Западной Сибири имеется в виду ее часть (рис. 1), расположенная севернее широтного отрезка р. Оби, которая течет примерно вдоль параллели 60º с. ш. – ареал между ним и полярным кругом служил опорным регионом. В его пределах представителен комплекс палеокриогенных образований, которые реально верифицировать на основе принципа актуализма – сопоставляя их с характерными современными криогенными объектами Западной и Восточной Сибири и следами развития этих объектов. Проводить подобные сопоставления репрезентативно, поскольку, с одной стороны, на севере Западной Сибири ясно отслеживается тренд меридиональной направленности, отражающий зональную смену, с севера на юг, полигонально-жильных структур (ПЖС), адекватно характеризующих соответствующую среду. Севернее 68° с. ш. в Западной Сибири фиксируются [*Васильчук, 2006; Стрелецкая и др., 2015*] существующие сегодня полигонально-жильные льды (ПЖЛ) – ключевой индикатор низкотемпературной криолитозоны (рис. 1-б). А южнее зоны современного распространения ПЖЛ, на пространстве до широтного отрезка р. Оби, хорошо выражены псевдоморфозы по льдам такого типа [*Шейнкман и др., 2025; Sheinkman et al., 2024, 2025*] – следы былых, уже вытаявших ПЖЛ (рис. 1-а,1-г). С другой стороны, в субарктической зоне Сибири с запада на восток происходит смена типов криогенных геосистем, фиксируя широтный тренд – криоаридизации [*Шейнкман, Мельников, 2014*], отражающий усиление климатической континентальности территории на фоне ее прогрессивного охлаждения (см. рис. 1). С этим трендом связана смена Приобской области развития псевдоморфоз по ПЖЛ более широким поясом существующих ПЖЛ к востоку от Енисея (рис. 1-в, 1-д, 1-е). В итоге, сопоставляя наиболее значимые индикаторы былой и современной криолитозоны, на базе отмеченных трендов реально продуктивно проводить соответствующие корреляции.

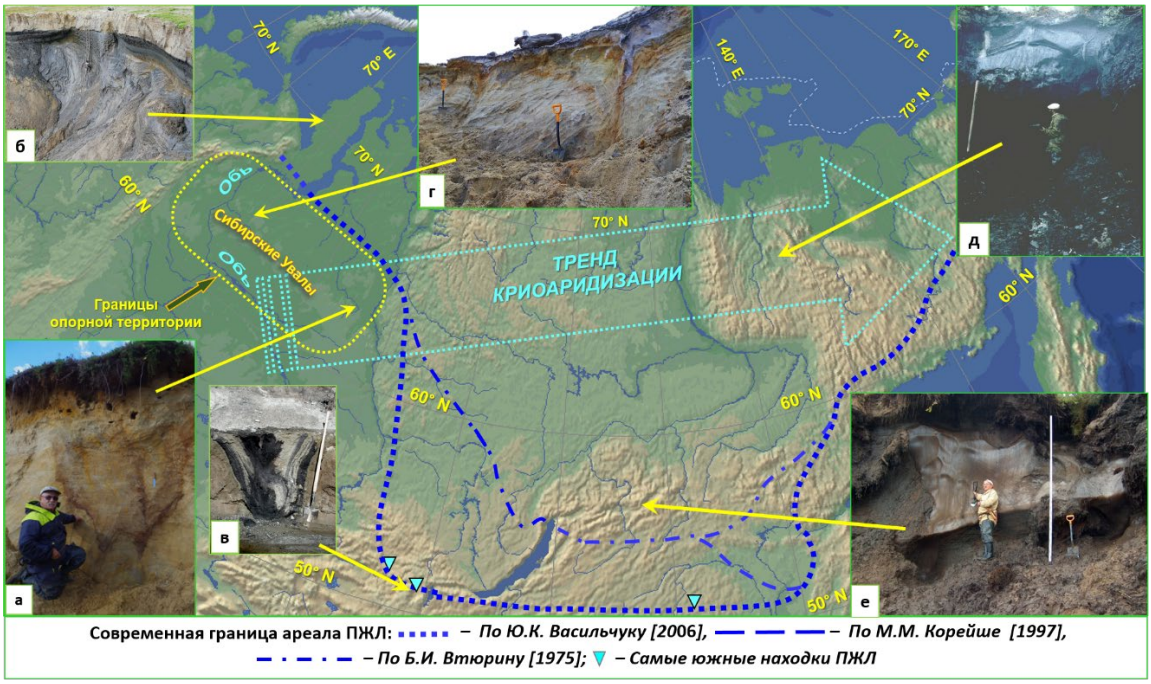


Рис. 1. Опорная территория на фоне субарктического тренда криоаридизации и зональной, с севера на юг, смены полигонально-жильных структур. Фото на врезках: из архива В.С. Шейнкмана – а, в, г, д, е, и Н.А. Застрожной – б.

В целом коэволюционное развитие и взаимодействие криогенных явлений отражает в рассматриваемом ареале развитие криогенной геосистемы регионального уровня организации (по [*Шейнкман, Мельников, 2019*]). Порой она включает автономные элементы генераций более низкого ранга с их локализацией на пространстве основной геосистемы в местах, для нее, казалось бы, не свойственных, и такие элементы становятся носителями неоднозначной информации. Тогда есть риск, что при интерпретации следов прошлого элементам подчиненных систем неправомочно будет присвоен статус доминант основной системы, и ее суть будет искажена. Применение данного подхода для обоснования размещения былых элементов криогенных геосистем или, наоборот, показа нереальности их существования, позволило снять ряд противоречий и идентифицировать объекты более надежно, особенно в случае наложения на промерзание горных пород явлений, тоже порожденных холодом, но обусловливающих объекты с иной организацией ледовой составляющей их вещества.

История вопроса и исходные позиции. Накопление знаний о развитии в прошлом холодного мира в регионе шло неровно. С одной стороны, исторически сложилось, что изначально схемы хода явлений, порожденных холодом, на севере Западной Сибири формировались как калька европейских схем, которые были созданы гораздо раньше и стали привычно применяться в Сибири [*Земцов, 1976; Архипов, 2000*], хотя и не всегда подтверждаясь на ее пространстве. С другой стороны, криогенная геосистема региона многофункциональна, включает различные порожденные холодом объекты, и в ее развитии отслеживается воздействие вариативных модуляций ледовой составляющей, накладываемое на собственно промерзание горных пород. Из-за неполного учета всех факторов такого рода в плане коэволюционного развития различных порожденных холодом явлений при решении палеокриологических задач, собственно, и возникали противоречия. Причем оба отмеченных момента проступали, прежде всего, при подстановке на вход геосистем, моделируемых для прошлого, тех параметров среды, что не были привязаны к реалиям региона на основе принципа актуализма – например, при привычном ранее использовании на входе геосистем Сибири параметров альпийско-скандинавских палеокриологических схем. Значения этих параметров в разы отличаются от соответствующих параметров, присущих пространству Сибири [*Шейнкман, Мельников, 2014, 2019; Sheinkman, 2016*]. Тем не менее, они стереотипно клались в основу наложения в прошлом на регион покровного оледенения [*Земцов, 1976; Архипов, 2000*]. Последнее должно объединять льды атмосферного генезиса: будучи преобразованы на земной поверхности за счет их осадочно-метаморфической трансформации, они существенно отличны от закономерно присущих региону льдов мерзлотного генезиса, причем если для питания последних выпадающей в регионе влаги вполне достаточно, то для формирования ледниковых покровов ее количество должно увеличиться больше, чем на порядок, что в принципе нереально. Больше того, с позиций криологии Земли на севере Западной Сибири ледниковые щиты существовать вообще не могли – он окружен невысокими, гораздо ниже снеговой линии горами, в которых при небольшом количестве атмосферного питания у потенциальных ледников (для сравнения – в Скандинавии – оно больше в 10-15 раз) их ороклиматическая база [*Тронов, 1972*] не позволила бы зарождать крупные центры оледенения [*Шейнкман, Плюснин, 2015; Sheinkman, 2016*].

Подчеркнем: формирование знаний о криогенных объектах севера Западной Сибири обусловлено парадоксальным сочетанием коэволюционно формируемых объектов. Это атрибут рассматриваемого пространства: палеокриологические явления в его пределах в одних случаях отражают их типичность, а в других то, что в рамках основной геосистемы могут оказаться элементы сопряженных систем, типичные только для этих систем, но являющиеся экзотами для основной изучаемой геосистемы. Все это требует тщательного анализа объектов при обосновании размещения их на моделируемом пространстве. Особенно при наделении объектов подчиненного значения не характерными для них свойствами явлений-доминант и проведении соответствующих оценок их реальности или

нереальности – тем более с учетом факта, что схемы, разработанные для европейских регионов, далеко не всегда работают в Сибири, где развитие природы шло по-иному. Так или иначе, исторически сложившееся перенесение на пространство севера Западной Сибири, на начальном этапе ее изучения, европейских палеокриологических схем нужно принимать как данность, но опираться на ход изучения коэволюционного развития криогенных геосистем Сибири с уже установленными для них параметрами, базируясь на принцип актуализма.

Методы. Анализ коэволюционного развития порожденных холодом явлений основывается на принципе актуализма и оценке их свойств относительно объединяющих криогенных геосистем. База такого подхода – обеспеченность Сибири широким фоновым набором современных криогенных геосистем с известными параметрами, что позволяет в рамках соответствующих трендов (см. рис. 1) сопоставлять современные геосистемы и друг с другом, и с реконструируемыми геосистемами. Тем более что амплитуда мерзлотно-климатических параметров криогенных геосистем в противоположных точках охватываемого трендом криоаридизации пространства (см. рис. 1) сегодня примерно того же порядка, что и амплитуда изменения параметров, фиксируемые для реконструируемых ситуаций соответственно криохронов и термохронов квартера [*Шейнкман, Мельников, 2014, 2019*].

Изучение криогенных объектов с позиций коэволюционного развития явлений холодного мира полезно уже потому, что на изучаемой территории встречаются ситуации, когда на фоне господства промерзания горных пород параллельно ему происходит развитие иных порожденных холодом объектов, и последние нередко являются элементами геосистем, сопряженных с изучаемой системой, но существенно отличных по своей организации. Находки реликтов таких объектов становятся источником неоднозначной информации, что требует соответствующей верификации, но без анализа, способного обеспечить познание специфики организации основной криогенной геосистемы и ее подсистем, суть подобного взаимодействия понять бывает непросто, что нередко приводит к противоречивости мнений.

Прежде всего, противоречия связаны с подстановкой на вход реконструируемых геосистем параметров среды, нацеленных на восстановление событий прошлого, но не привязанных к конкретным реалиям региона – оперирование не верифицированными на основе принципа актуализма данными порождает тогда искажение оценок эволюции природной среды. Подобные случаи пока нередки – как при отмеченной выше подстановке параметров европейских палеокриологических схем на вход геосистем Сибири, и крайне важно избегать недочетов такого рода.

Нужно подчеркнуть: север Западной Сибири – территория сложная и в плане вникания в многокомпонентное развитие криогенных явлений, и в плане истории их изучения. Здесь многофункциональное взаимодействие разных криогенных геосистем является атрибутом. Это затрудняет выход на приемлемый уровень достоверности строимых моделей, особенно когда отдельные элементы подсистем могут неправомерно наделяться свойствами элементов-доминант, и они тогда переносятся как доминирующее явление на всю геосистему. Находить нужное решение и позволяет анализ коэфолюционного развития и взаимодействия порожденных холодом процессов. Рамки настоящей статьи не позволяют охватить все их стороны, поэтому ниже будут освещены характерные примеры.

Результаты и обсуждение. Рассмотрим некоторые ключевые объекты изучаемой территории в характерных для нее точках. Первый объект – Белая гора. Он был представлен ранее в статье в данном журнале [*Шейнкман, Седов, 2023*]. В настоящее время по нему получен ряд новых аналитических данных, которые буде приведены ниже.

Белая гора – это естественное береговое обнажение вблизи пос. Корлики (рис. 2), на левом берегу р. Вах, текущей с южного склона восточной части Сибирских Увалов – невысокой, субширотно ориентированной возвышенности. Она сторонниками покровного

оледенения считалась мореной среднеплейстоценового покровного ледника [*Земцов, 2000*]; аргумент: у нее субширотное простирание, в ней порой вкраплены валуны, и по аналогии с Русской равниной это образование отнесли к морене надвигавшегося с севера ледникового щита. Однако уже первые результаты нашего исследования [Шейнкман, Плюснин, 2015].выявили, что происхождение данного объекта отражает его коэволюционное развитие под влиянием не ледникового фактора, а саморазвития речной сети и процессов промерзания-протаивания аллювиальной толщи, которая на рассматриваемом участке в результате тектонических процессов поднята до отметки 110 м [*Шейнкман и др., 2020; Sheinkman et al., 2021*]. В том числе это касается присутствия валунов, которые, казалось бы, не типичны для слагающей Сибирские Увалы песчаной толщи аллювия, но типичны для сопряженной криогидрогенной системы (по [*Шейнкман, Мельников, 2014, 2019*]), в рамках которой реален ледово-речной разнос валунов базальтовых пород с правобережья р. Енисей на рассматриваемое пространство [*Шейнкман, Плюснин, 2015; Шейнкман и др., 2020*].

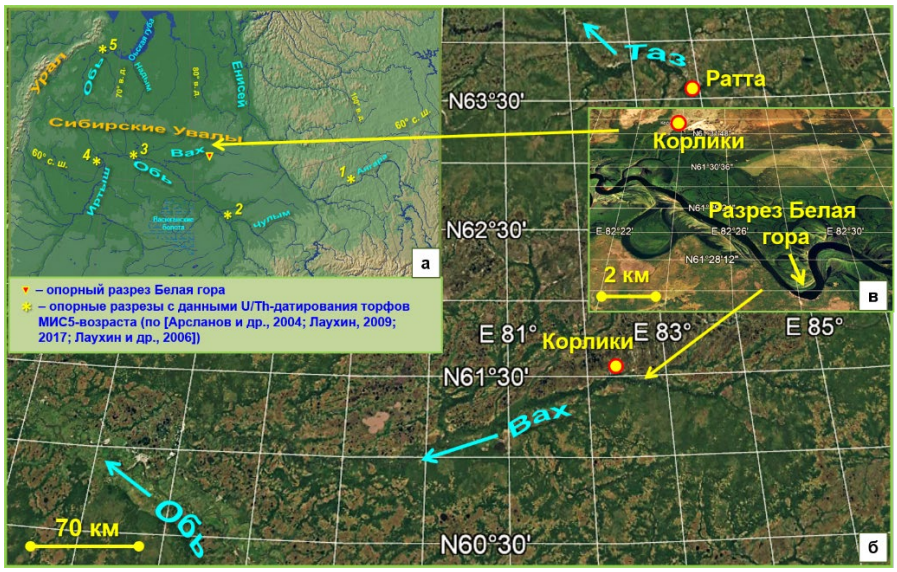


Рис. 2. Картосхема изучаемой территории.
А — картосхема севера Западной Сибири и расположение объектов, датированных U/Th-методом: 1 — объект Бедоба, 2 — объект Колпашево, 3 — объект Кирьяс, 4 — объект Чембакчино, 5 — объект Шурышкары; Б — долина р. Вах на космическом снимке на платформе Google Earth Pro; В — участок р. Вах с объектом Белая гора на рупномасштабном космическом снимке на платформе Google Earth Pro;

В целом объект представлен в основном песчаным аллювием, среднеплейстоценового возраста в нижней части, позднеплейстоценового – в верхней [*Sheinkman et al, 2021*], а в основании – третичными отложениями [*Вдовин, Проводников, 1965*]. Но в центре тела террасы прослеживается горизонт педокомплекса темного цвета (рис. 3). Он оказался носителем важнейшей палеогеографической информации, и авторы решили использовать опыт С.А. Лаухин и его коллег, которые ранее успешно применили [*Арсланов и др., 2004; Лаухин и др., 2006; Лаухин, 2017*] для возрастной диагностики торфов и сапропелей в разрезах Западной и Средней Сибири U/Th-метод датирования и идентифицировали их как образования МИС5 времени, создав для севера Западной Сибири представительную панораму (рис. 3-а) развития горизонтов надежно датированных торфяников и сапропелей. Отложения со слабо разложившимися биогенными остатками, отражают их длительное накопление и в то же время являются емким носителем палеогеографической информации. Было очевидно, что датированные С.А. Лаухиным и его коллегами торфяники являются гидроморфным элементом непрерывного почвенного покрова, атрибутом благоприятной среды теплых подстадий

МИС5, и при отсутствии перекрытия их ледниками на данной территории реально применить достижения палеопедологии. Выявленный нами педокомплекс был датирован таким же способом. По горизонту Agb2 (см. рис. 2-а) получена датировка 103±9/7 тыс. лет (LUU 1298TSD), которая позволяет отнести его формирование к стадии МИС5d/МИС 5c, и в данном случае приводятся новые материалы по педокомплексу.

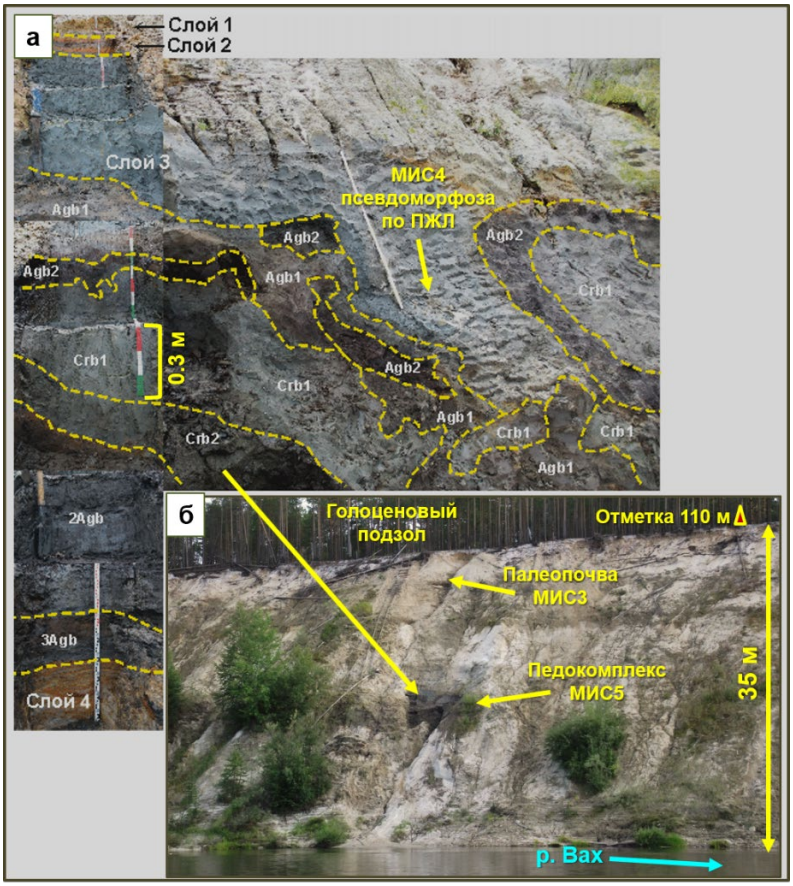


Рис. 3. Объект Белая гора: а —педокомплекс в центре разреза (фото из архива А.В. Русакова), б — общий вид обрыва террасы на левом берегу р. Вах (фото из архива В.С. Шейнкмана).

В целом, входя в состав сложно организованной толщи четвертичных отложений левобережья р. Вах, педокомплекс состоит из четырех слоев, и с пачкой подстилающих и перекрывающих суглинисто-глинистых слоев имеет мощность около 5,0 м, хотя мощность собственно горизонтов педокомплекса не превышает 2,5 м (см. рис. 3а, 3б). Суглинисто-глинистые осадки, по-видимому, накапливались в условиях заболачиваемой старицы.

Важно, что педокомплекс сечется псевдоморфозой по ПЖЛ средних размеров. Ее верхняя, расширенная, часть сопряжена с былой исходной поверхностью и ясно маркирует ее (см. рис. 3-а): ширина псевдоморфозы в этой части составляет ~1,0 м, по вертикали она рассекает почвенно-осадочную толщу на глубину 2,2 м и отражает типичные черты былого ПЖЛ эпигенетического типа. Тело псевдоморфозы выполнено глинистым материалом, который слагает толщу верхнего слоя, оползавшего в освобождаемое тающим ПЖЛ пространство во время формирования псевдоморфозы (см. рис. 3-а). Она разбивает исходно субгоризонтальные горизонты педокомплекса на отдельные фрагменты, так что перемещенная масса горизонта Agb1 оказалась в ее узкой нижней части. Четко видны и перемещенные фрагменты горизонтов Agb2. По правой стороне псевдоморфозы также отчетливо затягивание этого горизонта вглубь; прослеживаются и перемещенные фрагменты глеевого горизонта Crb1.

Для наших построений было важно определить, как части педокомплекса соотносятся с соответствующими подстадиями МИС5. Детальный палеопедологический

анализ показал следующее. Относимая к самой теплой подстадии МИС5е часть должна быть расположена ниже горизонта Agb2 с датировкой 103±9/7 тыс. лет, т.е. существенно моложе верхнего предела МИС5е. На первом этапе исследований [*Sheinkman et al., 2021*] предполагалось, что самые нижние горизонты педокомплекса 2Agb и 3Agb содержат основной объём почвенной памяти о данном термохроне. Но более детальный ныне проведенный анализ палеопочв представил иные данные. Соответствующие горизонтам 2Agb и 3Agb палеопочвы отличаются меньшей мощностью (см. рис. 3-а) и более слабым развитием макро- и мезоморфологических признаков педогенеза, чем субпрофиль Agb2-Crb1-Crb2. Кроме того, микроморфологические исследования в горизонте Agb2 выявили ход биологических процессов, в то время как в 3Agb сильнее выражены криотурбации. Это привело к выводу, что формирование наиболее развитой палеопочвы Agb2-Crb1-Crb2, которая была определена как лесная [*Sheinkman et al., 2021*], охватывает и подстадии МИС5d/МИС 5c, и самую теплую МИС5е.

В рамках такой версии нижележащие палеопочвы 2Agb и 3Agb формировались ранее термохрона – в самом конце предыдущего криохрона МИС6, и соответствуют потеплению в его терминальную фазу. Почва 3Agb отражает более холодный этап этой фазы и содержит черты проявления криотурбаций, а почва 2Agb — менее холодный этап, с оглеением и чертами менее сильного промерзания, отражая приближение термохрона МИС5. В пользу этого говорят и результаты палинологического анализа и энтомофауны из образцов горизонтов 2Agb и 3Agb в период предыдущих работ [*Зиновьев и др. 2016; Sheinkman et al., 2021*]. В этих горизонтах обнаружены таксоны, соответствующие современным условиям арктической или типичной тундры – т.е. гораздо холоднее современных. В то же время энтомофауна горизонта Agb2 индицирует ландшафты типа современных средне- или южно-таежных лесов при климате, близком к современному на этой территории или даже более теплому.

Полученная датировка горизонта Agb2 103±9/7 тыс. лет, а также морфологические наблюдения позволяют провести хроностратиграфическую привязку и для вышележащих уровней разреза. Самый верхний компонент педокомплекса представлен горизонтом Agb1 и соотносится с самой поздней подстадией МИС5а, а перекрывающие его слои 1–3, а также псевдоморфоза по ПЖЛ (свидетельство климата, ход которого был сопровождаем развитием низкотемпературной мерзлоты), формировались уже в следующей холодной стадии МИС4.

В сущности, хорошая выраженность рассматриваемого осадочного комплекса, привязанного, в целом, к одному геоморфологическому уровню и сформированного на протяжении длительного времени, от терминальной фазы МИС 6 до начала МИС4, говорит о долговременной стабилизации базовой поверхности, на которой он образован. А соответственно – и о стабильном длительном педогенезе в это время. Выявленное рассечение в МИС4 этой поверхности эпигенетическими ПЖЛ подчеркнуло такой вывод — только их развитие требует нескольких тысяч лет при формировании на открытой поверхности. Иными словами, очевиден факт стабилизации в данном случае дневной поверхности в конце МИС6 и продолжение этого процесса в МИС5 и МИС4. А затем эта поверхность попала в зону накопления МИС3 аллювия с включением процессов криогенеза и криопедогенеза.

Более детально процессы формирования толщи осадков МИС3 удалось проследить на противоположном, северном склоне склоне Сибирских Увалов вблизи пос. Ратта (см. рис. 2-б), практически находящегося на одном меридиане с пос. Корлики. Здесь, в верховьях р. Таз в р. Ратту впадает р. Пюлькы. В ее в правобережных обрывах высотой 6-8 м изучено накопление МИС3 аллювия в условиях криогенеза и последующая трансформация этих осадков в МИС 2 и в голоцене. Один из таких обрывов, который обозначен как объект Пюлькы, представлен на рис. 4, причем ни на водоразделе, ни в долинах рек никаких образований, которые могли бы быть отнесены к следам ледников, отмечено не было. Четко просматривается на объекте Пюлькы строение толщи

аллювиальных осадков МИС3, которые в криохрон МИС2 были рассечены довольно крупными эпигенетическими ПЖЛ, по которым сформированы псевдоморфозы. МИС3 возраст данной толщи подтвержден ^{14}C датами в интервале 30-45 тыс. л. н., а о МИС-2 возрасте рассекавших ее ПЖЛ говорит материал заполнения наследующих эти льды псевдоморфоз: его ^{14}C возраст был в интервале 10-13 тыс. л. н. (см. рис. 4).

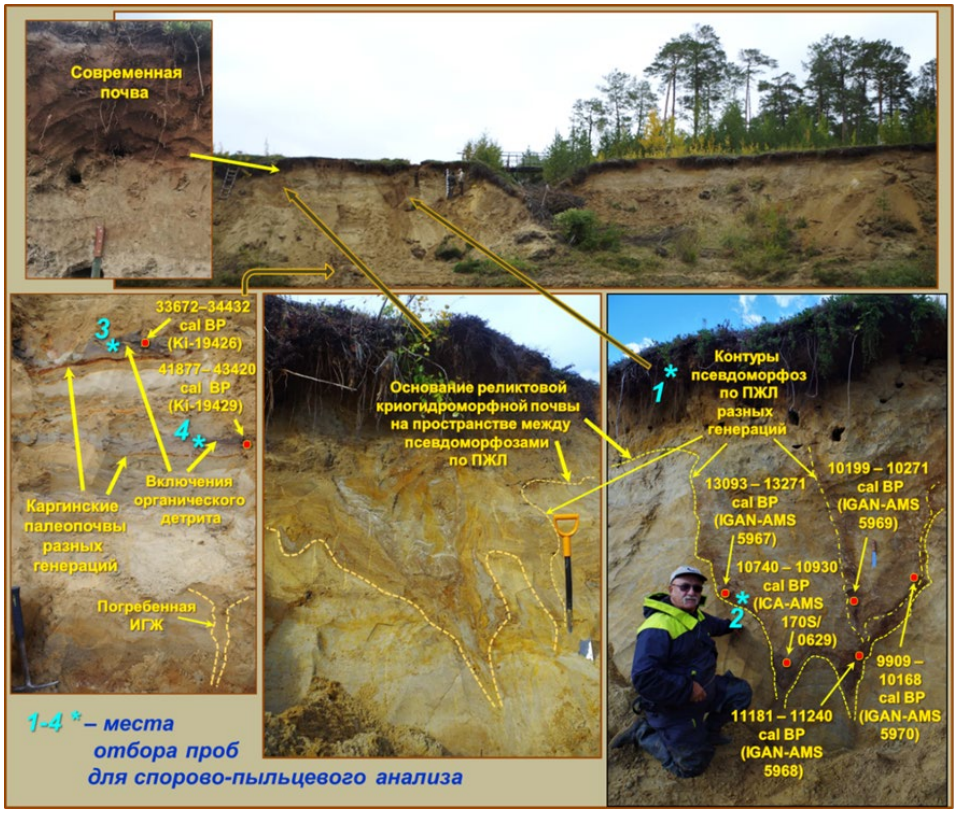


Рис. 4. Объект Пюлькы (фото из архива В.С. Шейнкмана). Условные обозначения: ПЖЛ – полигонально-жильные льды, ИГЖ – изначально-грунтовые жилы

По данному объекту удалось получить уникальные палеоботанические материалы, обработанные Е.В. Безруковой [*Sedov et al., 2022*]. Первая проба (1, рис. 4) взята из поверхностных, недавно сформированных позднеголоценовых отложений. Состав спорово-пыльцевого спектра (СПС) в ней отражает преобладание лесной растительности, которую формировали елово-кедровые леса с преобладанием ели сибирской (*Picea obovata*), кедра сибирского (*Pinus sibirica)* и с участием сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*), березы пушистой (*Betula alba*), изредка пихты (Abies sibirica). Кустарниковые группировки состояли из ерников (*Betula nana*), душекии (*Alnus alnobetula*). Травяно-кустарничковый ярус отражен в СПС лишь редкой пыльцой вересковых (*Ericaceae*), немногочисленной пыльцой ветроопыляемых трав – полыней (*Artemisia spp*.), а также маревых – *Chenopodiaceae*. Эти данные соответствуют структуре растительности современной среднетаёжной экосистемы данной территории. Вторая проба (2, рис. 4) взята из заполнения псевдоморфозы по ПЖЛ и характеризует редколесный, вероятно, лесотундровый ландшафт с участками ели и березы, ольховника и ивы. Доминировали в этом случае представители переувлажненных заболоченных ландшафтов – хвощево-сфагново-осоковые травяно-кустарниковые тундровые: в СПС данной пробы есть пыльца *Alnus alnobetula, Salix spp., Poaceae, Cyperaceae, Polemonium sp., Polygonaceae* ind. и *Polygonum bistorta.* Кроме того, фиксировалось высокое обилие спор плауна арктического (*Huperzia arctica* (Tolm.) Sipl. (=H. petrovii Sipl.)) и мхов рода *Meesia*, характеризуя развитие тундровой растительности и низинных осоковых болот. Вероятно, могли входить в состав растительности травянистых тундр и остепненных участков также и злаковые – *Poaceae.* О значительном развитии степных ассоциаций свидетельствует разнообразие в

содержании СПС пыльцы трав, формирующих в настоящее время степную растительность: *Artemisia spp., Chenopodiaceae, Asteraceae, Caryophyllaceae, Onagraceae*, *Fabaceae, Polygonum bistorta*. Таким образом, растительность во время формирования материала данной пробы имела мозаичный облик, характеризующийся сочетанием лесотундрового, тундрового, степного (возможно, склонового) типов растительности.

В 60 см и в 150 см выше уреза реки в отложениях нижней части объекта Пюлькы были обнаружены два прослоя, обогащенные органическим детритом, которые могут быть отнесены к слаборазвитым синседиментационным аллювиальными палеопочвам (см. рис. 4). ^{14}C-датировки МИС3 возраста были получены по гумусовому веществу этих палеопочв. Они фиксируют, на фоне синкриогенного накопления аллювия, задержки этого процесса со стабилизацией, на некоторое время, поверхности поймы и накопления аллювия от одного паводка/половодья к другому. Это обеспечило накопление в составе палеопочв спор и пыльцы, отражающих характер формирующихся в данной обстановке ландшафтов, и из палеопочв также были взяты пробы на спорово-пыльцевой анализ. В общем составе СПС в пробе, взятой внизу разреза, т.е. в 60 см выше уреза реки (4, рис. 4), пыльца наземных трав немного преобладает над обилием пыльцы древесных видов. Состав пыльцы древесных подразумевает, что участки с локальной лесной растительностью формировали в основном ель и береза. Заметное содержание пыльцы *Pinus sylvestris* указывает на ее участие на прогреваемых, относительно сухих участках, в травяном покрове которых существовали растения современных степей – *Artemisia spp., Poacea, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae*. Влажные сфагново-осоковые группировки имели очень ограниченное развитие. Проба, взятая (3, рис. 4) выше по разрезу из другой палеопочвы, в 150 см над урезом реки показала, что в общем составе ее СПС преобладает пыльца наземных трав, менее значимо участие пыльцы древесных растений. Как и в предыдущей пробе, метром ниже, состав пыльцы древесных подразумевает, что участки локальной лесной растительности формировали ель (*Picea obovata*) и береза (*Betula alba*). В два раза снизившееся в данном случае обилие пыльцы Pinus sylvestris указывает на сокращение ее участия в региональной растительности или отступление ее границы к югу, индицируя активизацию многолетней мерзлоты. Повышение обилия пыльцы кустарников современных тундр (*Betula nana, Alnus alnobetula, Salix spp*.) означает расширение их ареала вблизи разреза. Также на территории вокруг разреза возросла роль влажных, заболоченных сфагново-осоковые группировок. Высокое обилие пыльцы растений степных и/или нарушенных обитаний предполагает наличие прогреваемых летом, относительно сухих участков, в травяном покрове которых существовали растения современных степей – *Artemisia spp., Asteraceae, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Onagraceae*.

В целом, СПС в отложениях МИС3 и конца МИС2 показывают определенную их близость, отражая характер ландшафтов с наличием многолетнемерзлых пород, существовавших при температуре выше температурных, благоприятных для полигонально-жильного льдообразования значений. Характерно несколько большее охлаждение территории в первой половине МИС3, фиксируемое СПС по пробе 4. Оно косвенно свидетельствует о периоде постепенного перехода от предыдущей холодной МИС4 к более тёплой МИС3.

Так или иначе, СПС и характер ПЖС показывают, что в МИС3 ландшафты еще не приобретали черты, благоприятные для развития ПЖЛ, и температурные показатели тогда еще не достигли значений, чтобы перейти через порог полигонально-жильного льдообразования. В толще аллювия в то время формировались только ясно отслеживаемые (см. рис. 4) яруса ИГЖ, предшественников ПЖЛ в ходе прогрессирующего похолодания климата. Повысилась и превысила порог полигонально-жильного льдообразования температура горных пород и в терминальную фазу плейстоцена, в конце МИС2, когда ПЖЛ, характерные для холодного времени МИС2, стали вытаивать, замещаясь псевдоморфозами по ним.

Заключение. Следы коэволюционного развития и взаимодействия различных криогенных процессов служат в рассматриваемом регионе информативными индикаторами состояния и развития природы, что позволяет надежно выявлять тренды ее развития. В частности, авторами данной работы было установлено, что на севере Западной Сибири на территории вдоль полярного в позднем квартере уже с конца МИС5, в конце соответствующего термохрона, в долинах крупных рек региона шло синкриогенное накопление аллювия в условиях внеледниковой зоны и начавшегося многолетнего промерзания горных пород.

В холодное время МИС4 и МИС2 местность стабилизировалась и подвергалась низкотемпературному криогенезу с развитием эпигенетически ПЖЛ, на развитие которых требовалось несколько тысяч лет. Тем не менее, в конце МИС3 под воздействием клавишной тектоники местность была поднята на первые десятки метров и затем террасирована.

Оттаивание ПЖЛ происходило в терминальные фазы криохронов МИС4 и МИС2, и шло своеобразно. Коэволюционное формирование низкотемпературной мерзлоты с участием ПЖЛ и криогидроморфных почв на основании сезонно-талого слоя (СТС) вело к тому, что большая масса ПЖЛ смогла аккумулировать огромный запас холода. Потом, в терминальную фазу криохронов МИС4 и МИС2 началось резкое потепление, но огромная тепловая энергия была затрачена на таяние ПЖЛ, тем самым предохраняя от таяния мерзлоту вмещающих ПЖЛ пород и сохраняя ее на уровне состояния средне- и высокотемпературной криолитозоны. В итоге формируемые на основании былого СТС криогидроморфные почвы оползали в освобождаемое медленно тающим льдом пространство, образуя тело псевдоморфоз по ПЖЛ (раньше о таких палеопочвах ничего не было известно, поскольку они в регионе открыты в процесс исследования авторов данной работы [*Sheinkman et al., 2016*]). Своеобразный процесс подобного оттаивания пород шел, по нашим данным (полученным на базе проведенного ^{14}C-датирования), почти 10 тыс. лет. Только в середине голоцена в приречной зоне смогла оттаять и высокотемпературная криолитозона, что фиксируется формированием тогда на земной поверхности почв-подзолов, которые требуют матрицу осадков со свободным дренажом и активной аэрацией, т.е. индицируют уже талую основу, хоть и с сезонным промерзанием.

Вместе с тем, коэволюционное развитие рассматриваемой территории отражалось и в том, что на отдалении от приречной зоны, в ареалах с замедленным стоком и избыточным увлажнением, в голоцене происходило заболачивание местности. Там шло накопление торфяников, которые способствовали консервации мерзлых толщ.

Иными словами, коэволюционный процесс был весьма разноплановым, но исключал формирование ледниковых щитов – закономерности развития криогенной геосистемы севера Западной Сибири отвергали их присутствие среди порожденных холодом явлений. Среди последних превалировало взаимодействие процессов криогенеза и криопедогенеза.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке программы по госзаданию FWRZ-2021-0005.

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. Бедоба - опорный разрез казанцевского горизонта в Центральной Сибири // Докл. РАН. 2004. Т. 396. № 6. С. 796–799.

Архипов С.А. Главные геологические события позднего плейстоцена (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 6. С. 792-799.

Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М. Изд-во Московского ун-та. 2006. 392 с.

Вдовин В.В., Проводников Л.Я. История формирования мезозойско-кайнозойских отложений и современного рельефа в бассейне реки Вах. Новосибирск. 1965. 95 с.

Земцов А.А. Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная часть). Томск: Издательство Томского госуниверситета. 1976. 344 с.

Зиновьев Е.В., Бородин А.В., Трофимова С.С. и др. Позднеплейстоценовые энтомокомплексы разреза Белая Гора (Западная Сибирь, р. Вах) и их экологическая характеристика // Евразийский энтомологический журнал. 2016. Т. 15. № 5. С. 483–498.

Лаухин С.А. Палеоклиматические события плейстоцена в Западной и Средней Сибири в течение МИС-5 // Бюл. Моск. О-Ва Испытателей Природы. Отд. Геол. 2017. Т. 92. Вып. 2. С. 49-57.

Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Шилова Г.Н. и др. Палеоклиматы и хронология средневюрмского мега-интерстадиала на Западно-Сибирской равнине // Доклады академии наук. 2006. Т. 411. № 4. С. 540–544.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата российской Арктики в позднем неоплейстоцене–голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 2. С. 98–106.

Тронов М.В. Факторы оледенения и развития ледников. Томск. Изд-во Томского университета. 1972. 235 с.

Шейнкман В.С., Мельников В. П. Ледники Сибири как компонент криолитогенно-гляциальных геосистем // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII, № 2. С. 3–23.

Шейнкман В.С., Мельников В.П. Эволюция представлений о холоде и возможные пути их развития в науках о Земле // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 5. С. 3–16. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-5(3-16)

Шейнкман В.С., Мельников В.П., Парначев В.П. Анализ криогенных и тектонических процессов на севере Западной Сибири в плейстоцене с позиций криогетеротопии // Доклады РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 82–86. doi:10.31857/S2686739720090169

Шейнкман В.С., Плюснин В.М. Оледенение севера Западной Сибири: спорные вопросы и пути их решения // Лед и снег. 2015. № 1(128). С. 103-120. doi: 10.15356/2076-6734-2015-1-103-120

Шейнкман В.С., Седов С.Н. Безледниковое развитие севера Западносибирской низменности и фазы эпикриогенеза, синкриогенеза и посткриогенеза // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2023. Выпуск 10, с. 299-309. doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-299-309

Sedov S., Sheinkman V., Bezrukova E. et al. Sartanian (MIS 2) ice wedge pseudomorphs with hydromorphic pedosediments in the north of West Siberia as an indicator for paleoenvironmental reconstruction and stratigraphic correlation // Quaternary International. 2022. Vol. 632. P. 192-205.

Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia - New evidence and interpretation // Quaternary International. 2016. Vol. 420. P. 15–23. doi: 10.1016/j.quaint.2015.11.147

Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh S. et al. First results from the Late Pleistocene paleosols in northern Western Siberia: implications for pedogenesis and landscape evolution at the end of MIS3 // Quaternary International. 2016. Vol. 418. P. 132–146. doi: 10.1016/j.quaint.2015.12.095

Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh L. et al. A multiproxy record of sedimentation, pedogenesis, and environmental history in the north of West Siberia during the late Pleistocene based on the Belaya Gora section // Quaternary Research. 2021. Vol. 99. P. 204– 222. doi: 10.1017/qua.2020.74

NEW DATA IN RESPEXT TO COEVOLUTIONAL DEVELOPMENT OF NORT-EAXTERN SIBERIA DURING THE QUATERNARY

Sheinkman V.S[1]., Sedov S.N[1]., Rusakov A.V. [2]

[1]Earth Cryosphere Institute, Tyumen science Center, SB RAS, Tyumen, Russia
[2]St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia,

The results of research conducted by the authors of this work in the subarctic zone of Western Siberia were obtained in order to identify the characteristics of the coevolutionary development of phenomena induced by cold. The focus of their study is determined by the need to create a comprehensive picture of the cryosphere for the region under consideration, which requires organizing knowledge about phenomena caused by cold within the framework of cryogenic geosystems that encompass these phenomena. However, today, amid the processing of an increasing amount of information during the identification of these phenomena, researchers sometimes try to operate only with the amount of information that allows them to interpret events and objects within familiar schemes and perspectives. As a result, the process of forming a cryogenic system of a private rank becomes accentuated, while the patterns of development of the main geosystem remain insufficiently revealed, and its perception becomes distorted. Nevertheless, it must be noted that traces of the development of Earth's cryology objects are often considered not from a coevolutionary perspective, but taken in isolation and interpreted as background, whereas in reality they may have specific significance. This particularly concerns objects that some authors consider to be traces of continental glaciers, ignoring the fact that, from the standpoint of Earth's cryology patterns, such glaciers could not have formed in Western Siberia in principle. All this leads to increased contradictions in the emerging scientific concepts and to the separation of scientific groups based solely on their adherence to certain models. Examples of how to avoid this, relying on the identification of features of the co-evolutionary development of cold-induced phenomena, are shown in this article.

Keywords: *coevolutionary development, cryosphere objects, phenomena caused cold, North-Western Siberia, cryogenic geosystems*

REFERENCES:

Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu., Chernov S.B., Laukhin S.A., Velichkevich F.Yu., San'ko A.F., Shilova G.N. The Bedoba reference section of the Kazantsevo horizon in central Siberia // Doklady Earth Sciences. 2004. Vol. 397. № 5. P. 604-607.

Arkhipov S.A. Major geological events of the Late Pleistocene (Western Siberia) // Geology and Geophysics. 2000. Vol. 41, № 6. P. 792-799.

Vasilchuk Yu.K. Repeatedly veined ice: heterocyclicity, heterochrony, heterogeneity. Moscow: Moscow University Press. 2006. 392 pp. (in Russian).

Vdovin V.V., Provodnikov L.Ya. History of the formation of Mesozoic-Cenozoic deposits and the modern relief in the Vakh River basin. Novosibirsk. 1965. 95 pp. (in Russian).

Zemtsov A.A. Geomorphology of the West Siberian Plain (northern and central part). Tomsk: Tomsk State University Press. 1976. 344 pp. (in Russian).

Zinovyev E.V., Borodin A.V., Trofimova S.S., et al. Late Pleistocene entomocomplexes of the Belaya Gora section (Western Siberia, Vakh River) and their ecological characteristics // Eurasian Entomological Journal. 2016. Vol. 15, no. 5. P. 483–498. (in Russian).

Laukhin S.A. Pleistocene paleoclimatic events in Western and Central Siberia during MIS-5 // Bulletin of the Moscow Society of Naturalists. Geological Section. 2017. Vol. 92, Issue 2. P. 49-57. (in Russian).

Laukhin S.A., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu., Chernov S.B., Tertychnaya T.V., Velichkevich F.Yu., Shilova G.N. Paleoclimates and chronology of the middle Würm megainterstadial on the West Siberian plain // Doklady Earth Sciences. 2006. Vol. 411. № 9. P. 1457-1461.

Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Tokarev I.V. Reconstruction of the paleoclimate of the Russian Arctic in the Late Neopleistocene–Holocene based on isotopic composition data of polygonally-veined ice // Earth's Cryosphere, 2015. Vol. XIX, No. 2. P. 98–106. (in Russian).

Tronov M.V. Factors of glaciation and glacier development. Tomsk. Tomsk University Press. 1972. 235 pp. (in Russian).

Sheinkman V.S., Melnikov V.P. Glaciers of Siberia as a component of cryolithogenic-glacial geosystems // Earth's Cryosphere. 2014. Vol. XVIII. No. 2. P. 3–23.

Sheinkman V.S., Melnikov V.P. Evolution of concepts of cold and possible directions of their development in Earth sciences // Earth's Cryosphere. 2019. Vol. XXIII. No. 5. P. 3–16.

Sheinkman V.S., Melnikov V.P., Parnachev V.P. Analysis of Pleistocene cryogenic and tectonic processes in northwestern Siberia: a cryoheterotopic approach // Doklady Earth Sciences. 2020. Vol. 494. № 1. P. 741-744. doi: 10.1134/S1028334X20090160

Sheinkman V.S., Plyusnin V.M. Glaciation of the North of Western Siberia: Controversial Issues and Ways to Solve Them // Ice and Snow. 2015. No. 1(128). P. 103–120. doi: 10.15356/2076-6734-2015-1-103-120

Sheinkman V.S., Sedov S.N. Glacial-free development of the West Siberian north of and phases of epicryogenesis, syncryogenesis and postcryogenesis // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2023. Issue 10. P. 299-309. doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-299-309

Sedov S., Sheinkman V., Bezrukova E. et al. Sartanian (MIS 2) ice wedge pseudomorphs with hydromorphic pedosediments in the north of West Siberia as an indicator for paleoenvironmental reconstruction and stratigraphic correlation // Quaternary International. 2022. Vol. 632. P. 192-205.

Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia - New evidence and interpretation // Quaternary International. 2016. Vol. 420. P. 15–23. doi: 10.1016/j.quaint.2015.11.147

Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh S. et al. First results from the Late Pleistocene paleosols in northern Western Siberia: implications for pedogenesis and landscape evolution at the end of MIS3 // Quaternary International. 2016. Vol. 418. P. 132–146. doi: 10.1016/j.quaint.2015.12.095

Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh L. et al. A multiproxy record of sedimentation, pedogenesis, and environmental history in the north of West Siberia during the late Pleistocene based on the Belaya Gora section // Quaternary Research. 2021. Vol. 99. P. 204– 222. doi: 10.1017/qua.2020.74

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-217-224

ВЗАИМОСВЯЗЬ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ДЕРЕВОРАЗРУШАЮЩИХ ГРИБОВ С ПАРАМЕТРАМИ ДРЕВОСТОЕВ ПЛАТО ПУТОРАНА

✉ *Ширяев А.Г., Григорьев А.А.*

Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия
✉ *anton.g.shiryaev@gmail.com*

На высотной трансекте на плато Путорана изучена корреляция между параметрами древостоев и дереворазрушающей микобиоты. Как и на Полярном Урале, ведущими факторами определяющими активность ксилотрофных грибов является не число видов растений, а показатели параметров древостоя. Связь между числом видов грибов и древесных растений не выявлена. При этом видовое богатство патогенной микобиоты сильно положительно связано с объемом живой древесины, средней высотой и возрастом древостоев, тогда как сапротрофная – с объемом мертвой древесины и максимальной высотой древостоев. Богатство трутовых (пороидных) грибов объясняется объемом мертвой древесины, сомкнутостью крон, максимальной высотой и средним возрастом древостоев. Дальнейшее изучение этого вопроса позволит обосновано обсуждать возможную реакцию микобиоты на происходящее климатическое изменения в Арктике.

Ключевые слова: *Арктика, грибы, потепление климата, деревья, продуктивность*

Введение. Средняя глобальная температура поверхности планеты увеличилась на 0,85 °C с 1880 года по настоящее время и, как ожидается, продолжит расти (возможно, на 1–3,5 °C), при этом наиболее значительные изменения произойдут в высокоширотных [*IPCC, 2021*] и высокогорных регионах [*Pepin et al., 2015*]. Ожидается, что реакция растительности на глобальное потепление будет наиболее быстрой и выраженной в пограничных экосистемах, где климатические и почвенные условия быстро меняются на относительно небольшом расстоянии, превышая критические пороговые значения в высокоширотных и высокогорных системах [*Hudson, Henry, 2009; Körner, 2012*]. В горах Субарктики, повышение температуры воздуха на несколько градусов может вызвать смещение климатических границ на сотни метров по высоте, что превышает среднюю ширину некоторых растительных поясов и спровоцирует значительные изменения в биоте. С одной стороны, это может привести к вымиранию многих альпийских видов [*Pauli et al., 2012; Greenwood, Jump, 2014*], но с другой стороны, к увеличению секвестирования углерода в биомассе и изменению круговорота углерода на локальном [*Moiseev et al., 2016; Devi et al., 2020*] и региональном уровне [*Shevtsova et al., 2021*]. Исходя из этого, изучение процессов, происходящих в высокогорных системах, крайне актуально.

Верхняя граница древесной растительности особенно чувствительна, поскольку считается важнейшей биогеографической и индикаторной границей в горах [*Holtmeier, 2009*]. Протяженность верхней границы лесов в горных регионах мира составляет десятки тысяч километров, и во многих регионах границы редколесий и сомкнутых лесов сместились (рис. 1) вдоль склонов на сотни метров [*Körner, 2012; Holtmeier, Broll, 2009; Hagedorn et al., 2014*], что увеличило площадь лесов на тысячи квадратных километров. Тем не менее, количественные исследования накопления биомассы, динамики насаждений на верхних границах их произрастания, а также различных групп живых организмов, которые эволюционного связаны с ними, крайне редки. Это относится и грибам – являющиеся в высоких широтах основными деструкторами и патогенами древесных растений. Ранее поиск связи между биомассой и возрастом насаждений экотона верхней границы леса и микобиотой за 60-летний период в мире изучался лишь на одном склоне – горе Сланцевой, расположенной на Полярном Урале, Ямало-Ненецкий автономный Округ [*Moiseev et al., 2016; Shiryaev et al., 2019, 2020; Hagedorn et al., 2020*].

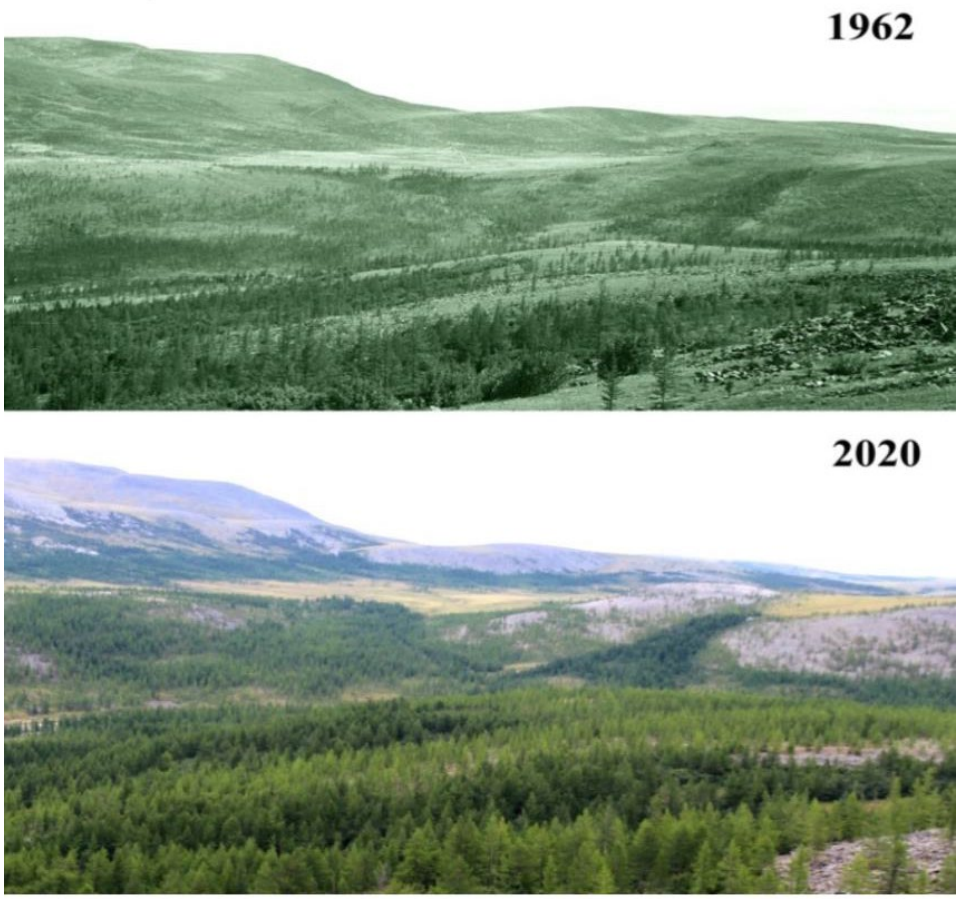


Рис. 1. Изменения верхней границы леса на Полярном Урале (гора Сланцевая) с 1962 по 2020 гг.

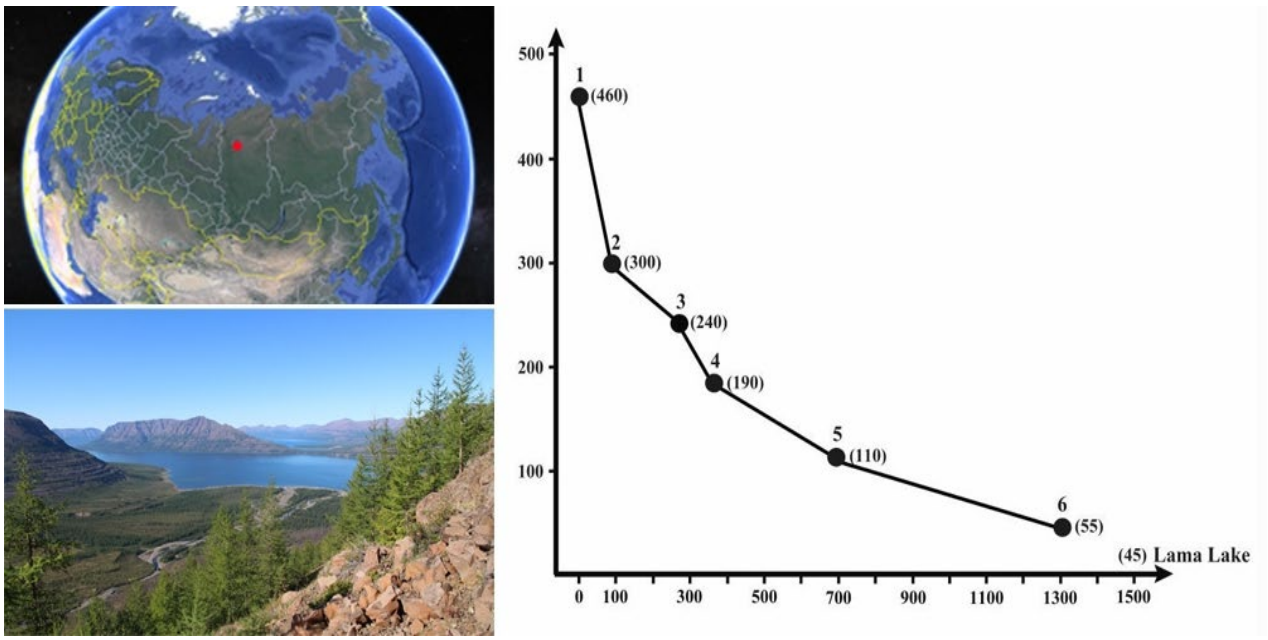


Рис. 2. Карта района исследования на плато путорана. (А) Расположение района исследований на глобусе, (Б) вид вдоль высотной транесекты в Ламских горах, (В) схема расположения высотной трансекты, с номерами высотных уровней.

С целью продолжения исследований по поиску взаимосвязи параметров древостоев на верхней границе леса и микобиоты в евразийской Субарктике за прошедшие 40 лет проведены исследования на северо-западном макросклоне плато Путорана, на склонах Ламских (Сухих) гор.

Район исследования и методика. Плато Путорана расположено в северо-западной части Среднесибирского плоскогорья, на границе с полуостровом Таймыр. Плато характеризуется субарктическим континентальным климатом, расположено севернее полярного круга в диапазоне широт 67-71° N. Исследование проводилось в северо-западной части плато Путорана (69°24′47″ N, 91°06′ 24″ E) на южном берегу озера Лама, на склоне Ламских (Сухих) гор, в низовьях реки Омон-Юрях (рис. 2).

По данным ближайшей метеостанции, расположенной в городе Дудинка (69.40°N, 86.17°E), с 1970 по 2020-е годы средняя температура за десятилетия изменилась с –10.5° до –6.6° С, т.е. росла со скоростью 0.8° С / 10 лет. Однако если оценивать период с 2000-х до 2020-х годов то скорость растет быстрее: 1.1° С/10 лет.

На изучаемой высотной трансекте в 1990-е годы в районе исследований, в среднем выпадало 495 мм осадков в год, а в 2020-е годы – 579 мм/год. Следовательно, данный параметр вырос на 84 мм. Для развития грибов важно количество осадков в летний период (июнь-август). Так, в 1990-е годы в среднем выпадало 133 мм осадков, тогда как в 2020-е годы – 162 мм. Метеорологические наблюдения количества выпавших осадков показывают рост количества твёрдых осадков с 1986 г. к 2021 г. в среднем на 19.2 мм / 10 лет. Благодаря повышению среднегодовой температуры и количества осадков продолжительность вегетационного периода выросла за прошедшие 40 лет на 7 дней.

В августе 2024 года изучена высотная трансекта (рис. 2) расположенная вдоль юго-западного склон Сухих гор (центр трансекты: 69°24′48″ N, 91°06′39″ E). Данная точка выбрана в связи с тем, что здесь никогда не велась хозяйственная деятельность, ни рубили лес, не строили дороги и поселения. Обследование радиальных спилов древесины с живых и полуископаемых деревьев показало, что за последние, как минимум 500 лет, пожаров на изученном участке не было. Диапазон высота трансекты простирается от 460 м н.у.м. (уровень 1: верхняя граница леса) до 55 м н.у.м. (уровень 6: пойма реки Омон-Юрях при впадении ее в оз. Лама).

На самом верхнем уровне 1 (460 m a.s.l., open forest) развиты заросли ольховника с ивами, лиственницами и единичными елями. Здесь 50% территории занимают камни и открытая почва и тундра с преобладанием дриаса. Средний уклон склона составляет 45°. Выше уровня 1 находится почти отвесная каменная стена (~80°) и курумник. От уровня 1 до уровня 5 расстояние по горизонтали составляет 670 метров, а высота уменьшается на 350 м. Ниже, в 500 м от уровня 5, в пойме реки Омон-Юрях, находится уровень 6. Он находится в 200 м от берега озера Лама. На шести уровнях трансекты выявлено 40 видов древесных и кустарниковых растений. Основные из них: *Larix gmelinii, Picea obovata, Alnus fruticosa, Betula tortuosa*; *Salix* spp., *Sorbus sibirica, Betula nana* s.l., *Juniperus sibirica, Ledum palustris, Rosa acicularis, Rubus sachalinensis, Vaccinium vitis-idaea, V. uliginosum*.

Изучение параметров структуры древостоев проводилось внутри шести высотных уровней, заложенных с целью для микологических исследований. Внутри каждого высотного уровня заложено от 2-х до 4-х круговых пробных площадей по 0,0227 га. На каждой пробной площади фиксировалось точное местоположение каждого дерева, видовая принадлежность, высота, диаметр ствола на основании, диаметр ствола на высоте 1.3 м, диаметр кроны в двух взаимно перпендикулярных направлениях, жизненное состояние и возраст. У каждого живого дерева с помощью возрастного бурава Haglof как можно ближе к основанию ствола брался радиальный керн древесины. В последующем в лабораторных условиях каждый керн древесины был наклеен на деревянную основу, заполирован на шлифовальной машине, зачищен опасным лезвием и для лучшей визуализации годичных колец забелен зубным порошком. Каждый керн древесины был измерен на полуавтоматической установке Lintab 6.0. Предыдущие исследования

показали, что на плато Путорана у деревьев в отдельные годы не происходит формирования годичного кольца [*Grigoriev et al., 2019*]. Поэтому особое внимание было уделено датировке кернов древесины по обобщенной древесно-кольцевой хронологии. Для нежизнеспособных прямостоячих деревьев и лежачих определялись их положение, видовая принадлежность, высота (длина), диаметр ствола на высоте (длине от основания) 1.3 м. У каждого нежизнеспособного дерева с помощью бензопилы брались радиальные спилы древесины как можно ближе к основанию ствола. Все радиальные спилы древесины измерены на полуавтоматической установке Lintab 6.0. Датировка нежизнеспособной древесины проводилась с помощью программы Cofecha. Объем всех деревьев определялся по формуле Н.Н. Дементьева ($V = (d_{1.3} * d_{1.3} * h) / 3$, где $d_{1.3}$ - диаметр (см) на высоте 1.3 м, h - высота дерева (м). В целом на общей площади 0,4 га были определены морфометрические параметры 392 лиственниц и 184 елей, для большинства живых деревьев и неживых установлен возраст или годы жизни, соответственно. В общей сложности измерено 12653 годичных колец.

В качестве модельной группы дереворазрушающих макромицетов использовались Афиллофоровые грибы (Basidiomycota). Исследования на данном участке Сухих гор начались в 1985 г., поэтому имеем здесь достоверные многолетние наблюдения. Каждый из шести высотных уровней имеет одинаковую площадь 0.36 га; на исследование затрачено одинаковое выборочное усилие по сбору грибов для каждого высотного уровня. Исследование проводилось в пик сезона развития грибов с 8 по 20 августа 2024 г. Изучается видовой состав трех крупнейших трофических групп афиллофоровых грибов: патогены, сапротрофы и симбионты, а также три крупнейшие морфологические группы: кортициоидные, пороидные (трутовые) и клавариоидные. При определении географического положения изучаемой микобиоты важным параметром является соотношение кортициоидных и пороидных грибов.

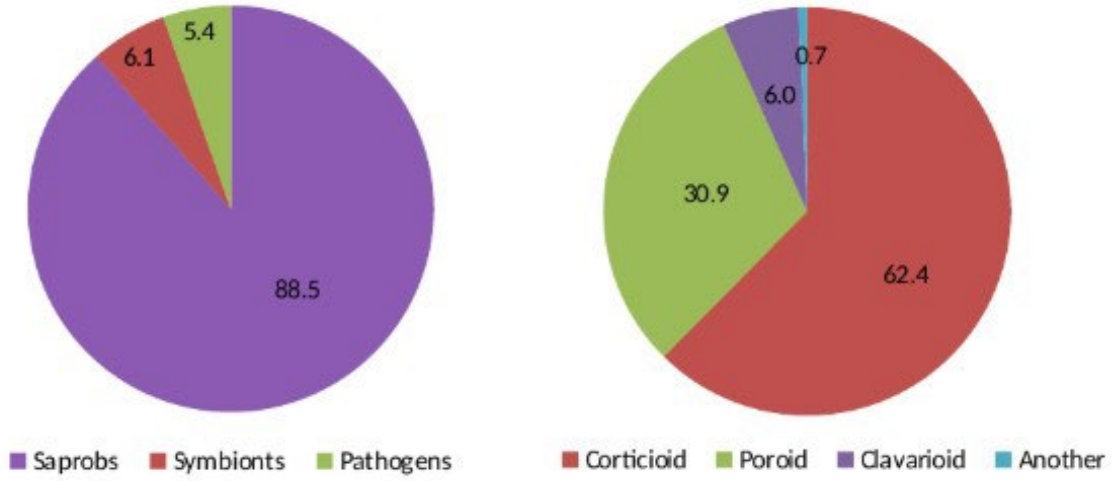


Рис. 3. Доля (%) трофических групп (А) и морфологических групп (В) дереворазрушающих афиллофоровых грибов на высотной трансекте в Ламских горах.

Результаты и обсуждение. На высотной трансекте выявлено 152 вида дереворазрушающих афиллофоровых грибов. Сапротрофы – самая крупная группа, включающая 133 вида, что составляет 88.5% от общего числа видов. Симбионтов 9 видов (6.1%), а патогенов деревьев – 8 видов (5.4%). Самая большая морфологическая группа – кортициоидные грибы, включает 93 вида, что составляет 62.8% от общего числа видов, далее следуют пороидные – 47 (30.4%), клавариоидные – 9 (6.1%) (рис. 3). Такое распределение схоже с выявленным для северной границы леса на Урале [*Shiryaev et al., 2019*].

Число и доля видов кортициоидных и пороидных грибов схожа с аналогичными параметрами выявленными для Полярного Урала, тогда число видов клавариоидных грибов на плато Путорана в 2.6 раза [*Shiryaev et al., 2019*]. Остальные морфологические группы представлены одним видом из рода Thelephora.

С высотой над уровнем моря закономерно снижается число видов дереворазрушающих грибов (рис. 4). При этом меняется спектр видов морфологических групп, что также схоже с результатами, полученными на Полярном Урале [*Shiryaev et al., 2019*].

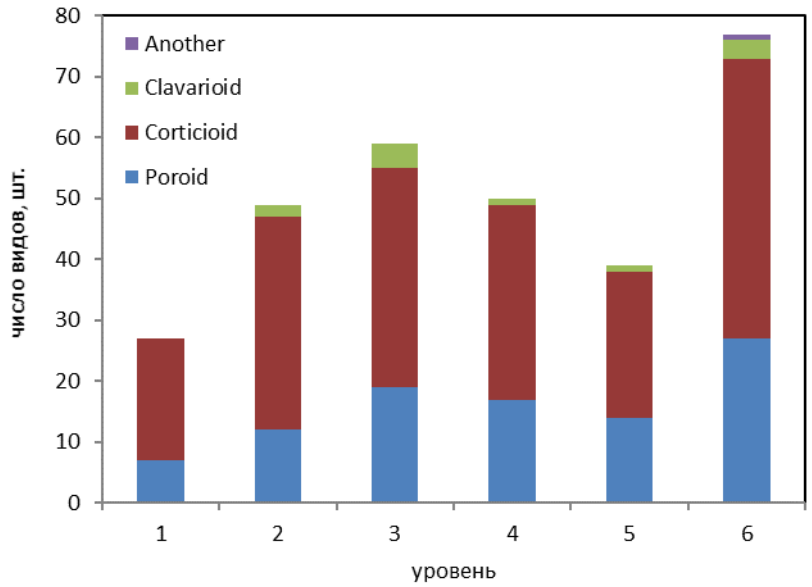


Рис. 4. Распределение числа видов основных морфологических групп дереворазрушающих афиллофоровых грибов вдоль высотной трансекты в Ламских горах.

Не выявлена корреляция между числом видов древесно-кустарниковых растений и высотой над уровнем моря (r = -0,20, p = 0.47). Более того, отсутствует корреляция между числом видов растений с всеми восемью параметрами микобиотами, а также числом видов грибов и высотой над уровнем моря (табл. 1), что также выявлено для Полярного Урала [*Shiryaev et al., 2020*].

В целом, видовое богатство микобиоты сильно положительно коррелирует с максимальной высотой древостоев и объемом отмершей древесины (r = 0.95 и 0.90, p = 0.01, соответственно). Традиционно, для патогенной группы ведущими факторами являются объем живой древесины, сомкнутость крон и средняя высота деревьев (r = 0.96, 0.93 и 0.90, p = 0.01, соответственно). Логично, что для сапротрофной группы важнейшими факторами оказались объем мертвой древесины и максимальная высота древостоев. Для трутовых (пороидных) грибов важнейшим фактором оказался максимальная высота деревьев (r = 0.98, p = 0.002), средний возраст деревьев и объем мертвой древесины вместе с сомкнутостью крон. Интересно, что для дереворазрушающих клавариоидных грибов лишь возраст деревьев имеет значение (r = 0.98-0.86, p = 0.01).

Соотношение кортициодных и пороидных грибов сильно положительно коррелирует с высотой н.у.м. (r = 0.89, p = 0.01), и сильно отрицательно с сомкнутостью крон и средним возрастом древостоев.

Табл. 1. Корреляция параметров древостоев и микобиоты вдоль высотной трансекты в Ламских горах.

Параметры древостоев	Параметры микобиоты							
	число видов	сапротрофы	патогены	симбионты	кортициоидные	пройдные	клавариоидные	соотношение кортиц./ пороидных
Число видов деревьев	-0,21	-0,18	-0,32	-0,17	-0,11	-0,31	-0,36	0,63
Средняя высота деревьев, м	**0,74****	0,66*	**0,93*****	0,66*	0,71*	**0,84****	0,26	-0,70*
Максимальная высота деревьев, м.	**0,95*****	**0,90*****	**0,84****	**0,87*****	**0,90*****	**0,98*****	0,65*	-0,71*
Средний возраст деревьев, лет	**0,86****	**0,81****	0,71*	**0,91*****	**0,75****	**0,92*****	**0,76****	**-0,88****
Максимальный возраст деревьев, лет	0,72*	**0,76****	0,16	0,71*	0,67*	0,63	**0,98*****	-0,68*
Сомкнутость крон, %	**0,77****	0,68	**0,96*****	**0,78****	0,67*	**0,91*****	0,42	**-0,91*****
Объем живой древесины, $м^3$	0,58	0,52	**0,90*****	0,45	0,56	0,70*	0,13	-0,62
Объем стоячей мертвой древесины, $м^3$	0,70*	0,63	**0,80****	**0,79****	0,61	**0,79****	0,46	**-0,76****
Объем валежной мертвой древесины, $м^3$	**0,81****	**0,82****	0,53	0,57	**0,88****	**0,75****	0,40	-0,25
Объем мертвой древесины, $м^3$	**0,90*****	**0,92*****	0,70*	**0,78****	**0,88****	**0,91*****	0,49	-0,60
Общий объем древесины, $м^3$	0,66	0,59	**0,92*****	0,52	0,64	**0,76****	0,19	-0,64
Высота н.у.м.	-0,68	-0,61	**-0,80****	-0,68*	-0,60	**-0,80****	-0,43	**0,89****

Примечание: * – $p < 0,05$; ** – $p < 0,01$; *** – $p < 0,001$. Параметры выше $p < 0,01$ отмечены **жирным шрифтом**.

Полученные результаты свидетельствуют, что в локальном масштабе на арктическом пределе древесной растительности, на плато Путорана, как и на Полярном Урале, ведущими факторами определяющими активность дереворазрушающей микобиоты является не число видов растений, а показатели параметров древостоя. При этом видовое богатство патогенной микобиоты сильно положительно связано с объемом живой древесины, средней высотой и возрастом древостоев, тогда как сапротрофная – с объемом мертвой древесины и максимальной высотой древостоев. Богатство трутовых (пороидных) грибов объясняется объемом мертвой древесины, сомкнутостью крон, максимальной высотой и средним возрастом древостоев. В южнотаежных и смешанных хвойно-широколиственных лесах гораздо сложнее выделить ведущие параметры в локальном масштабе, тогда как в региональном масштабе важность приобретают показатели, которые оказались не достоверными для арктической границы леса, например, такие как число видов деревьев.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке РНФ (проект № 24-24-00271).

ЛИТЕРАТУРА

Devi N.M., Kukarskih V.V., Galimova A.A., Mazepa V.S., Grigoriev A.A. Climate change evidence in tree growth and stand productivity at the upper treeline ecotone in the Polar Ural Mountains // Forest Ecosystems. 2020. Vol. 7. Is. 1. P. 2–16. doi: 10.1186/s40663-020-0216-9

Greenwood S., Jump A.S. Consequences of Treeline Shifts for the Diversity and Function of High Altitude Ecosystems // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2014. Vol. 46. P. 829–840. doi: 10.1657/1938-4246-46.4.829

Grigoriev A.A., Devi N.M., Kukarskikh V.V. et al. Structure and dynamics of tree stands at the upper timberline in the western part of the Putorana Plateau // Russian Journal of Ecology. 2019. Vol. 50. Is. 4. P. 311–322. doi: 10.1134/S1067413619040076

Hagedorn F., Shiyatov S.G., Mazepa V.S. et al. Treeline advances along the Ural mountain range – driven by improved winter conditions? // Global Change Biology. 2014. Vol. 20. Is. 11. P. 3530–3543. doi: 10.1111/gcb.12613

Hagedorn F., Dawes M.A., Bubnov M.O. et al. Latitudinal decline in stand biomass and productivity at the elevational treeline in the Ural mountains despite a common thermal growth limit // Journal of Biogeography. 2020. Vol. 47. Is. 8. P. 1827–1842. doi: 10.1111/jbi.13867

Holtmeier F.-K. Mountain Timberlines: Ecology, Patchiness, and Dynamics. Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2009. 438 p. doi: 10.1007/978-1-4020-9705-8

Holtmeier F.K., Broll G. Altitudinal and polar treelines in the northern hemisphere causes and response to climate change // Polarforschung. 2009. Vol. 79. Is. 3. P. 139–153.

Hudson J.M.G., Henry G.H.R. Increased plant biomass in a high arctic heath community from 1981 to 2008 // Ecology. 2009. Vol. 90. Is. 10. P. 2657–2663. doi: 10.1890/09-0102.1

IPCC. Summary for Policymakers // In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds.: Masson-Delmotte, et al. Cambridge University Press: Cambridge, 2021.

Körner C. Alpine Treelines: Functional Ecology of the Global High Elevation Tree Limits. Springer: Basel, Switzerland, 2012.

Moiseev P.A., Bubnov M.O., Devi N.M., Nagimov Z.Y. Changes in the structure and phytomass of tree stands at the upper limit of their growth in the Southern Urals // Russian Journal of Ecology. 2016. Vol. 47. P. 219–227. doi: 10.1134/S1067413616030085

Pauli H., Gottfried M., Dullinger S. et al. Recent plant diversity changes on Europe's mountain summits // Science 2012. Vol. 336. P. 353–355. doi: 10.1126/science.1219033

Pepin N., Bradley R.S., Diaz H.F. et al. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world // Nature climate change. 2015. Vol. 5. P. 424–430. doi: 10.1038/nclimate2563

Shevtsova I., Herzschuh U., Heim B. et al. Recent above-ground biomass changes in central Chukotka (Russian Far East) using field sampling and Landsat satellite data // Biogeosciences. 2021. Vol. 18. Is. 11. P. 3343–3366. doi: 10.5194/bg-18-3343-2021

Shiryaev A.G., Moiseev P.A., Peintner U. et al. Arctic Greening Caused by Warming Contributes to Compositional Changes of Mycobiota at the Polar Urals // Forests. 2019. Vol. 10. Is. 12, 1112. doi: 10.3390/f10121112

Shiryaev A.G., Peintner U., Elsakov V.V. et al. Relationship between species richness, biomass and structure of vegetation and mycobiota along an altitudinal transect in the Polar Urals // Journal of Fungi. 2020. Vol. 6. Is.4, 353. Doi: 10.3390/jof6040353

RELATIONSHIP BETWEEN THE ECOLOGICAL STRUCTURE OF WOOD-INHABITING FUNGI AND THE PARAMETERS OF FOREST STANDS AT THE PUTORANA PLATEAU

Shiryaev A.G., Grigoriev A.A.

Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia

The correlation between forest stand parameters and wood-destroying mycobiota was studied on an altitudinal transect on the Putorana Plateau. As in the Polar Urals, the leading factors determining xylotrophic fungal activity are not the number of plant species, but rather the forest stand parameters. No relationship was found between the number of fungal species and woody plant species. The species richness of pathogenic mycobiota is strongly positively correlated with the volume of living wood, average height, and age of forest stands, while saprotrophic mycobiota is strongly correlated with the volume of dead wood and maximum stand height. The richness of polypore fungi is explained by the volume of dead wood, canopy density, maximum height, and

average stand age. Further study of this issue will allow for a substantiated discussion of the possible response of mycobiota to ongoing climate change in the Arctic.

Keywords: *Arctic, fungi, climate warming, trees, productivity*

REFERENCES:

Devi N.M., Kukarskih V.V., Galimova A.A., Mazepa V.S., Grigoriev A.A. Climate change evidence in tree growth and stand productivity at the upper treeline ecotone in the Polar Ural Mountains // Forest Ecosystems. 2020. Vol. 7. Is. 1. P. 2–16. doi: 10.1186/s40663-020-0216-9

Greenwood S., Jump A.S. Consequences of Treeline Shifts for the Diversity and Function of High Altitude Ecosystems // Arctic, Antarctic, and Alpine Research. 2014. Vol. 46. P. 829–840. doi: 10.1657/1938-4246-46.4.829

Grigoriev A.A., Devi N.M., Kukarskikh V.V. et al. Structure and dynamics of tree stands at the upper timberline in the western part of the Putorana Plateau // Russian Journal of Ecology. 2019. Vol. 50. Is. 4. P. 311–322. doi: 10.1134/S1067413619040076

Hagedorn F., Shiyatov S.G., Mazepa V.S. et al. Treeline advances along the Ural mountain range – driven by improved winter conditions? // Global Change Biology. 2014. Vol. 20. Is. 11. P. 3530–3543. doi: 10.1111/gcb.12613

Hagedorn F., Dawes M.A., Bubnov M.O. et al. Latitudinal decline in stand biomass and productivity at the elevational treeline in the Ural mountains despite a common thermal growth limit // Journal of Biogeography. 2020. Vol. 47. Is. 8. P. 1827–1842. doi: 10.1111/jbi.13867

Holtmeier F.-K. Mountain Timberlines: Ecology, Patchiness, and Dynamics. Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2009. 438 p. doi: 10.1007/978-1-4020-9705-8

Holtmeier F.K., Broll G. Altitudinal and polar treelines in the northern hemisphere causes and response to climate change // Polarforschung. 2009. Vol. 79. Is. 3. P. 139–153.

Hudson J.M.G., Henry G.H.R. Increased plant biomass in a high arctic heath community from 1981 to 2008 // Ecology. 2009. Vol. 90. Is. 10. P. 2657–2663. doi: 10.1890/09-0102.1

IPCC. Summary for Policymakers // In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds.: Masson-Delmotte, et al. Cambridge University Press: Cambridge, 2021.

Körner C. Alpine Treelines: Functional Ecology of the Global High Elevation Tree Limits. Springer: Basel, Switzerland, 2012.

Moiseev P.A., Bubnov M.O., Devi N.M., Nagimov Z.Y. Changes in the structure and phytomass of tree stands at the upper limit of their growth in the Southern Urals // Russian Journal of Ecology. 2016. Vol. 47. P. 219–227. doi: 10.1134/S1067413616030085

Pauli H., Gottfried M., Dullinger S. et al. Recent plant diversity changes on Europe's mountain summits // Science 2012. Vol. 336. P. 353–355. doi: 10.1126/science.1219033

Pepin N., Bradley R.S., Diaz H.F. et al. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world // Nature climate change. 2015. Vol. 5. P. 424–430. doi: 10.1038/nclimate2563

Shevtsova I., Herzschuh U., Heim B. et al. Recent above-ground biomass changes in central Chukotka (Russian Far East) using field sampling and Landsat satellite data // Biogeosciences. 2021. Vol. 18. Is. 11. P. 3343–3366. doi: 10.5194/bg-18-3343-2021

Shiryaev A.G., Moiseev P.A., Peintner U. et al. Arctic Greening Caused by Warming Contributes to Compositional Changes of Mycobiota at the Polar Urals // Forests. 2019. Vol. 10. Is. 12, 1112. doi: 10.3390/f10121112

Shiryaev A.G., Peintner U., Elsakov V.V. et al. Relationship between species richness, biomass and structure of vegetation and mycobiota along an altitudinal transect in the Polar Urals // Journal of Fungi. 2020. Vol. 6. Is.4, 353. Doi: 10.3390/jof6040353

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-225-230

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕР НА МУРМАНСКОМ ПОБЕРЕЖЬЕ БАРЕНЦЕВА МОРЯ (ПОЛУОСТРОВ РЫБАЧИЙ, МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

✉ *Шихирина К.А.* [1], *Толстобров Д.С.* [2], *Толстоброва А.Н.* [2], *Коваленко Н.А.* [2, 3], *Буланова А.А.*[4], *Толмачев А.Э.* [5]

[1]РГПУ имени А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия;
[2]Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, Россия
[3]ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Россия
[4]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[5]Мурманский арктический университет, Апатиты, Россия
✉ *kristinashikhirinaa@gmail.com*

С целью реконструкции изменения ландшафта, в т. ч. определения амплитуды и скорости поднятия земной поверхности и, как следствие, для определения изменения уровня Баренцева моря в позднеледниковое время и голоцене, в западной части полуострова Рыбачий были изучены донные отложения пяти озерных котловин, расположенных на высотных отметках от 10 м. до 80 м над современным уровнем моря. Установлено, что в позднеледниковое время уровень моря находился выше высотной отметки 80.0 м, но в результате поднятия земной поверхности происходила постепенная изоляция озерных котловин от морского бассейна. В разрезах донных отложений озер отмечается последовательности фаций, отражающие регрессивное перемещение береговой линии моря, во всех колонках изученных озер отмечаются включения гравия и даже гальки в горизонте, предположительно сформированном в процессе изоляции озерной котловины от акватории моря.

Ключевые слова: *донные отложения озер, изменение уровня моря, Баренцево море, позднеледниковье, голоцен*

Введение. Территория северо-востока Фенноскандинавского щита является классическим районом изучения изменений положения береговой линии моря, связанных с неотектоническими движениями земной коры. Для определения характера перемещения береговой линии моря в последние годы применяется методика, предложенная скандинавскими учеными [*Donner et al., 1977*]. Методика основана на определении пространственного и временного положения изоляционного контакта, т.е. переходной зоны от моря к пресному озеру, в колонках донных отложений из котловин озер. Такие работы были проведены на баренцевоморском побережье Кольского региона в районах пос. Дальние Зеленцы [*Snyder et al., 1997*], г. Никель [*Corner et al., 1999*] и г. Полярный [*Corner et al., 2001*], в долине р. Тулома [*Толстобров и др., 2015; 2016*], а также на беломорском побережье Кольского полуострова и Карелии [*Колька и др., 2013; 2014; 2015*]. При этом остаются районы, для которых нет данных об амплитуде и скорости поднятия земной поверхности. Так, в 2021 году для определения характера перемещения береговой линии Баренцева моря были проведены полевые работы в районе хребта Мустатунтури и полуострова Средний [*Толстобров и др., 2021; 2023; Shikhirina et al., 2022; 2024; Tolstobrova et al., 2024*], а в 2025 же году уже и в западной части полуострова Рыбачий. В данной статье представлены новые литологические данные донных отложений изученных озерных котловин. Проведена предварительная привязка отложений к фациям определенного генезиса. Отбор проб производился с плота с помощью русского торфяного бура в августе 2025 года.

Результаты полевых работ. Район работ расположен на северо-западе Мурманской области. В результате полевых работ были отобраны и изучены донные отложения 5 озерных котловин, расположенных на высотных отметках от 10 до 80 м над современным уровнем моря (рис. 1). Выполнено детальное литологическое описание и фотодокументация полных разрезов всех озер. В результате работ пробурено и

опробовано 5 погонных метров донных отложений, отобраны пробы на радиоуглеродное датирование, на диатомовый, гранулометрический и геохимические анализы.

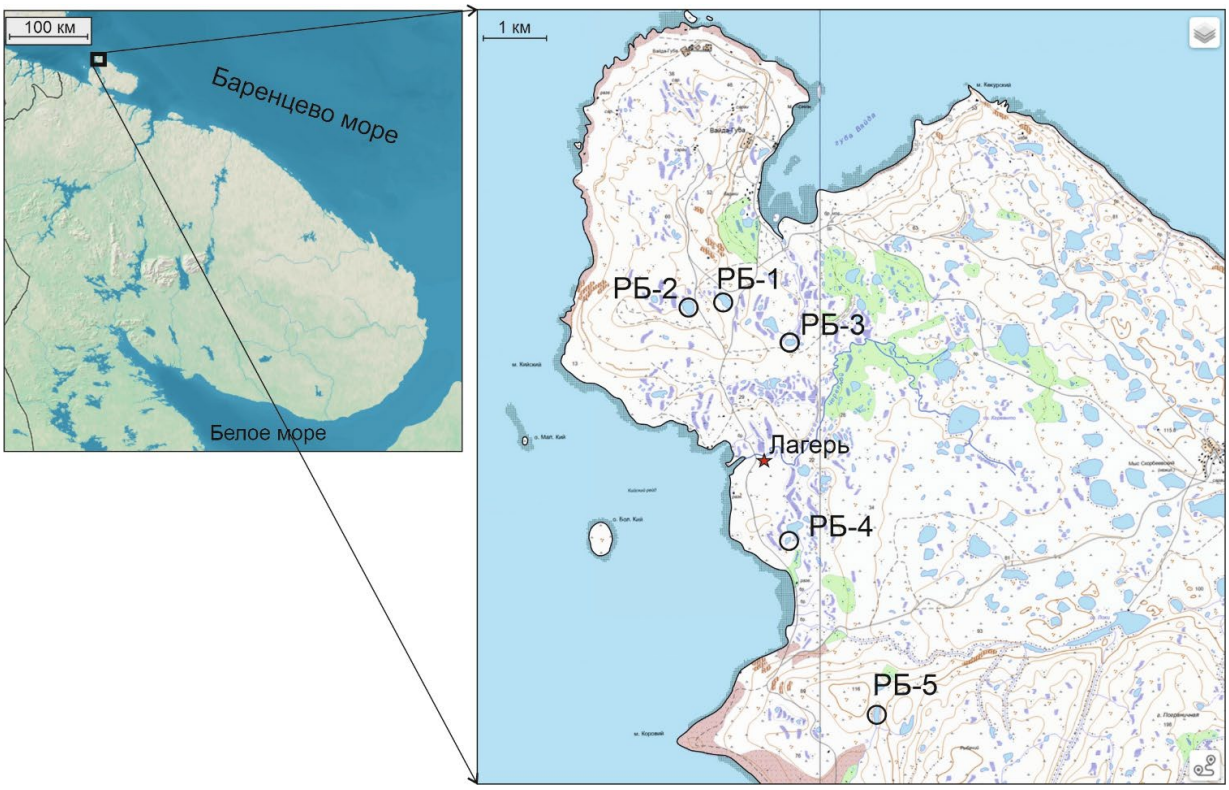


Рис. 1. Положение района исследования и изученных озерных котловин на западе полуострова Рыбачий

В разрезах озерных котловин предварительно было выделено несколько осадочных фаций, формирование которых происходило в различных условиях (рис. 2). В разрезах отмечаются морские осадки (фация I), осадки переходной зоны от моря к озеру (фация II) и осадки пресноводного озера (фация III). В разрезах донных отложений озер РБ-5 (с высотной отметкой примерно 10–15 м), РБ-3 (25–30 м), РБ-1 (45–50 м), РБ-2 (57 м), РБ-4 (~75 м) была вскрыта регрессивная последовательность фаций I-II-III.

Несмотря на отличный друг от друга механический состав, в морских осадках отмечаются включения гравия/дресвы и гальки, в озерах РБ-3 и РБ-5 не позволившие пробоотборнику пройти горизонт и отобрать пробы отложений. Стоит отметить и увеличение размерности частиц в осадках фации I с уменьшением высоты расположения озера. Так, в разрезе озера РБ-4 горизонт сложен глиной, в РБ-2 алевритом, в РБ-1 песком (с обломками раковин), а в РБ-3 и РБ-5 горизонт представлен уже преимущественно галькой и дресвой/гравием.

Во всех осадках, за исключением осадков озера РБ-5 и наиболее глубокозалегающих горизонтов остальных озер, отмечаются растительные осадки, а в РБ-5 при этом вся толща содержит торф.

В разрезе донных отложений озера РБ-1 граница горизонтов на глубине 155 см с размывом, а в РБ-4 на глубине 306 см с затеками и пятнами гидротроилита, что возможно может представлять собой криотурбации, указывающие либо на перигляциальные условия формирования осадка, либо на более позднее промерзание. В осадках озерного генезиса (фация III) во всех колонках отмечалась именно рыхлая/творожистая текстура гиттии, что скорее говорит о сезонном промерзании озер, таким образом, и деформации, отмеченные на границах различных фаций, могут быть вызваны и более поздними процессами.

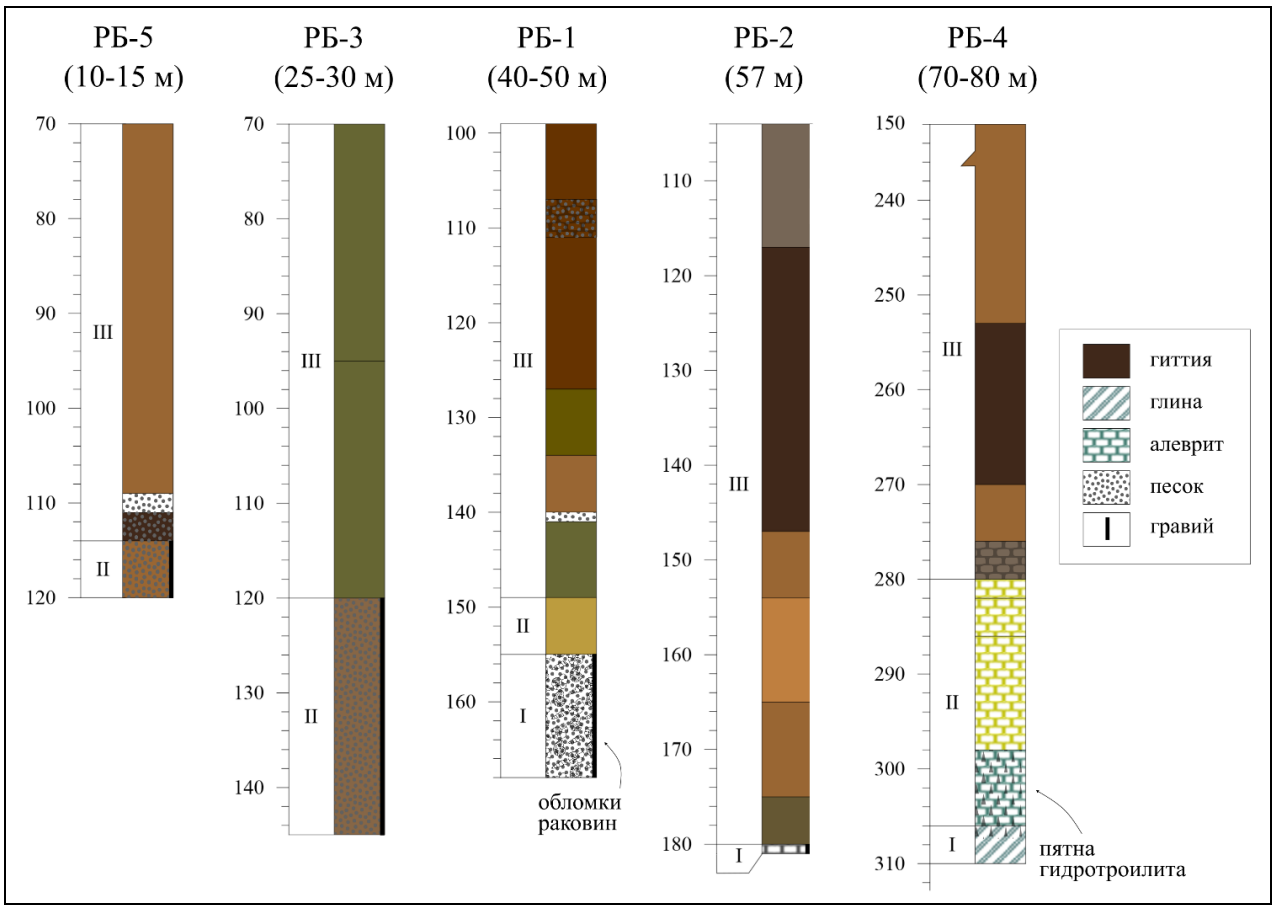


Рис. 2. Разрезы донных осадков озёр западной части полуострова Рыбачий (глубина в см).

Выводы. В районе исследования уровень расположения береговой линии достигал высотных отметок выше 80 современных метров. В результате поднятия земной поверхности происходила регрессия береговой линии – в разрезах донных отложений вскрыты регрессивные последовательности осадков.

В настоящий момент проводятся лабораторные исследования отобранных проб. По результатам исследований (гранулометрический, диатомовый, геохимический анализы) будут более точно определены условия формирования донных отложений. Будет построена кривая перемещения береговой линии Баренцева моря в позднеледниковье и голоцене для района работ, построены схемы изобаз поднятия территории, а результаты исследования дополнят данные, полученные на материковой части в окрестностях хребта Мустатунтури. При сопоставлении данных об изоляции от морского бассейна озерных котловин, расположенных в разных морфоструктурных блоках, будет сделан вывод о локальных подвижках этих блоков земной поверхности в голоцене.

Финансирование. Работа выполнена в Геологическом институте КНЦ РАН по теме НИР FMEZ-2024-0007.

ЛИТЕРАТУРА

Колька В.В., Евзеров В.Я., Меллер Я.Й., Корнер Д.Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия РАН. Серия геогр. 2013. № 1. С. 73–88. doi: 10.15356/0373-2444-2013-1-73-88

Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Алексеева А.Н., Толстобров Д.С., Лаврова Н.Б. Временная последовательность перемещения береговой линии Белого моря в голоцене по данным изучения донных отложений озер района Кузема (Северная Карелия) // Известия РГО. 2014. Т. 146. Вып. 6. С. 14–26.

Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н. Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе пос. Чупа (северная Карелия) // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18. №2. С. 255–268.

Толстобров Д.С. Толстоброва А.Н., Шихирина К.А. Предварительные данные об изменении уровня Баренцева моря в районе хребта Мустатунтури, северо-запад Мурманской области // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. № 20. С. 211-217. doi: 10.31241/FNS.2023.20.026

Толстобров Д.С., Колька В.В., Толстоброва А.Н., Корсакова О.П. Опыт хронологической корреляции береговых форм рельефа голоценового моря в депрессии реки Тулома и Кольском заливе // Вестник МГТУ. 2016. Т. 19. №1/1. С.142–150. doi:10.21443/1560-9278-2016-1/1-142-150

Толстобров Д.С., Николаева С.Б., Толстоброва А.Н., Костромина Н.А., Шихирина К.А., Пронина А.В., Королева А.О., Комаров А.О. Литология донных отложений озер на Мурманском побережье Баренцева моря (район хребта Мустатунтури и полуострова Средний, Мурманская область) // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-запада России. 2021. № 8. С. 235-239. doi: 10.24412/2687-1092-2021-8 235-239.

Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П. Постледниковое поднятие земной коры в северо-западной части Кольского региона // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18. №2. С. 295–306.

Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya, Moller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31. P. 153–175. doi:10.1016/S0921-8181(01)00118-7

Corner G.D., Yevzerov V. Ya., Kolka V.V., Moller J.J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // Boreas. 1999. Vol. 28. №1. P. 146–166. doi: 10.1111/j.1502-3885.1999.tb00211.x

Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift. 1977. Vol. 31. P. 103–128. doi:10.1080/00291957708552013

Shikhirina K. A., Tolstobrov D. S., Tolstobrova A. N. Barents Sea coastline dynamics in the Holocene in the Kola region: grain-size and LOI analyses of lake sediments // Limnology and Freshwater Biology. 2022. No. 4. P. 1583-1585. doi: 10.31951/2658-3518-2022-A-4-1583

Shikhirina K.A., Tolstobrov D.S. Reconstruction of changes in sedimentation conditions of lakes of the Barents Sea coast during their isolation from the sea in the Holocene (Mustatunturi Ridge, Kola region) // Limnology and Freshwater Biology. 2024. No. 4. P. 676-683. doi: 10.31951/2658-3518-2024-A 4-676.

Snyder J.A., Forman S.L., Mode W.N., Tarasov G.A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // Boreas. 1997. Vol. 26. P. 329–346. doi: 10.1111/j.1502-3885.1997.tb00859.x

Tolstobrova A.N., Tolstobrov D.S., Shikhirina K.A. Characteristics of environmental conditions during the accumulation of lake bottom sediments in the Mustatunturi ridge area (Kola region) // Limnology and Freshwater Biology. 2024. No. 4. P. 779-784. doi: 10.31951/2658-3518-2024-A 4-779.

LITHOLOGY OF BOTTOM SEDIMENTS OF LAKES ON THE MURMANSK COAST OF THE BARENTS SEA (THE RYBACHIY PENINSULA, MURMANSK REGION)

Shikhirina K.A[1]., Tolstobrov D.S[2]., Tolstobrova A.N. [2], Kovalenko N.A. [2,3], Bulanova A.A. [4], Tolmachev A.E. [5]

[1]Herzen State Pedagogical University, Saint Petersburg, Russia
[2]Geological Institute KSC RAS, Apatity, Russia
[3]FRC KSC RAS, Apatity, Russia
[4]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[5]Murmansk Arctic University, Apatity, Russia

This study reconstructs landscape changes in the western part of the Rybachy Peninsula to determine the amplitude and rate of earth surface uplift and the corresponding changes in the Barents Sea level during the Late Glacial and Holocene. We analyzed bottom sediments from five lake basins located at elevations between 10 and 80 m above the present sea level. Our results indicate that the sea level exceeded 80.0 m during the Late Glacial. Subsequent uplift led to the gradual isolation of the lake basins from the sea. The sediment facies sequences record a regressive shift of the coastline. Furthermore, all sediment cores contain a horizon, interpreted as the isolation contact, which includes inclusions of gravel and pebbles.

Keywords: *bottom sediments of lakes, sea level change, Barents Sea, Late Glacial, Holocene*

REFERENCES:

Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya, Moller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // Global and Planetary Change. 2001. Vol. 31. P. 153–175. doi:10.1016/S0921-8181(01)00118-7

Corner G.D., Yevzerov V. Ya., Kolka V.V., Moller J.J. Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian-Russian border north of Nikel, northwest Russia // Boreas. 1999. Vol. 28. №1. P. 146–166. doi: 10.1111/j.1502-3885.1999.tb00211.x

Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift. 1977. Vol. 31. P. 103–128. doi:10.1080/00291957708552013

Kolka V.V., Evzerov V.Ya., Meller Ya.Ya., Korner D.D. Peremeshchenie urovnya morya v pozdnem pleistotsene-golotsene i stratigrafiya donnykh osadkov izolirovannykh ozer na yuzhnom beregu Kol'skogo poluostrova, v rayone poselka Umba [Sea-level changes during the Late Pleistocene-Holocene and stratigraphy of bottom sediments from isolated lakes on the southern coast of the Kola Peninsula, near the Umba Settlement] // Izvestiya RAN. Seriya geogr., 2013. No. 1. P. 73–88. doi: 10.15356/0373-2444-2013-1-73-88

Kolka V.V., Korsakova O.P., Shelekhova T.S., Alexeeva A.N., Tolstobrov D.S., Lavrova N.B. Vremennaya posledovatel'nost' peremeshcheniya beregovoi linii Belogo morya v golotsene po dannym izucheniya donnykh otlozhenii ozer raiona Kuzema (Severnaya Kareliya) [The temporal sequence of the White Sea shoreline displacement in the Holocene, inferred from studies of lake sediments in the Kuzema area (Northern Karelia)] // Izvestiya RGO. 2014. Vol. 146. No. 6. P. 14–26.

Kolka V.V., Korsakova O.P., Shelekhova T.S., Tolstobrova A.N. Vosstanovlenie otnositel'nogo polozheniya urovnya Belogo morya v pozdneledenikov'e i golotsene po dannym litologicheskogo, diatovovogo analizov i radiouglerodnogo datirovaniya donnykh otlozhenii malykh ozer v rayone pos. Chupa (severnaya Kareliya) [Reconstruction of the White Sea relative level changes in the Late Glacial and Holocene based on lithological, diatom analysis and radiocarbon dating of small lake sediments in the Chupa area (Northern Karelia)] // Vestnik MSTU. 2015. Vol. 18. No. 2.P. 255–268.

Shikhirina K. A., Tolstobrov D. S., Tolstobrova A. N. Barents Sea coastline dynamics in the Holocene in the Kola region: grain-size and LOI analyses of lake sediments // Limnology and Freshwater Biology. 2022. No. 4. P. 1583-1585. doi: 10.31951/2658-3518-2022-A-4-1583

Shikhirina K.A., Tolstobrov D.S. Reconstruction of changes in sedimentation conditions of lakes of the Barents Sea coast during their isolation from the sea in the Holocene (Mustatunturi Ridge, Kola region) // Limnology and Freshwater Biology. 2024. No. 4. P. 676-683. doi: 10.31951/2658-3518-2024-A 4-676

Snyder J.A., Forman S.L., Mode W.N., Tarasov G.A. Postglacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // Boreas. 1997. Vol. 26. P. 329–346. doi: 10.1111/j.1502-3885.1997.tb00859.x

Tolstobrov D.S., Kolka V.V., Tolstobrova A.N., Korsakova O.P. Opyt khronologicheskoi korrelyatsii beregovykh form reliefa golotsenovogo morya v depressii reki Tuloma i Kol'skom zalive [Experience of chronological correlation of the Holocene sea coastal landforms in the Tuloma River depression and the Kola Bay] // Vestnik MSTU. 2016. Vol. 19. No. 1/1. P. 142–150. doi:10.21443/1560-9278-2016-1/1-142-150

Tolstobrov D.S., Nikolaeva S.B., Tolstobrova A.N., Kostromina N.A., Shikhirina K.A., Pronina A.V., Koroleva A.O., Komarov A.O. Lithology of lake sediments on the Murmansk coast of the Barents Sea (Mustatunturi Ridge and Sredny Peninsula area, Murmansk region) // Relief and Quaternary formations of the Arctic, Subarctic and North-West of Russia. 2021. No. 8. P. 235-239. doi: 10.24412/2687-1092-2021-8 235-239

Tolstobrov D.S., Tolstobrova A.N., Kolka V.V., Korsakova O.P. Posleledni kovoe podnyatie zemnoy kory v severo-zapadnoy chasti Kol'skogo regiona [Postglacial uplift of the Earth's crust in the north-western part of the Kola Region] // Vestnik MSTU. 2015. Vol. 18. No. 2. P. 295–306. (in Russian).

Tolstobrov D.S., Tolstobrova A.N., Shikhirina K.A. Predvaritel'nye dannye ob izmenenii urovnya Barentseva morya v rayone khrebta Mustatunturi, severo-zapad Murmanskoi oblasti [Preliminary data on the Barents Sea level changes in the Mustatunturi Ridge area, north-west of the Murmansk region] // Trudy Fersmanovskoi nauchnoi sessii GI KNTs RAN. 2023. No. 20. P. 211-217. doi: 10.31241/FNS.2023.20.026

Tolstobrova A.N., Tolstobrov D.S., Shikhirina K.A. Characteristics of environmental conditions during the accumulation of lake bottom sediments in the Mustatunturi ridge area (Kola region) // Limnology and Freshwater Biology. 2024. No. 4. P. 779-784. doi: 10.31951/2658-3518-2024-A 4-779.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-231-233

УСПЕХИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДОННЫХ МОРСКИХ ОСАДКОВ, ОТОБРАННЫХ В ХОДЕ ЭКСПЕДИЦИЙ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-41» И «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-42»

✉ *Элькина Д.В.[1], Хоснуллина Т.И.[1,2], Баженова И.Д.[1,2], Гетман К.В.[1,2], Пискарев А.Л.[1,2], Черенковская А.А.[3]*

[1] ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
[2] СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
[3] Петрозаводский государственный университет, Петрозаводск, Россия
✉ *darielfly@gmail.com*

В ходе дрейфа самодвижущейся ледовой платформы «Северный полюс» научно-исследовательского Института Арктики и Антарктики выполнялись работы геологического отряда по отбору колонок донных морских осадков из различных районов Северного Ледовитого океана. 10 колонок, отобранных в ходе рейса «Северный Полюс-41», были подвергнуты палеомагнитным исследованиям. Значения измеренной в колонках донных осадков, опробованных в ходе экспедиций «Северный Полюс-41» и «Северный Полюс-42», магнитной восприимчивости хорошо коррелируют между соседними колонками и дают возможность оценить направление изменения скорости осадконакопления.

Ключевые слова: *донные морские осадки, Северный Ледовитый океан, палеомагнитные исследования, ледовостойкая платформа, Северный Полюс-41, Северный Полюс-42*

В ходе дрейфа самодвижущейся ледовой платформы «Северный полюс» научно-исследовательского Института Арктики и Антарктики (ААНИИ) выполнялись работы геологического отряда по отбору колонок донных морских осадков. Экспедиции «СП-41» и «СП-42» (например, [*Попова и др., 2023; 2024а; 2024б*]), охватывают различные районы Северного Ледовитого океана, информации по которым до сих пор оставалась недостаточной (рис.1, предоставлен Козловой Дарьей ФГБУ «ВНИИОкеангеология»). Таким образом, ФГБУ «ВНИИОкеангеология» на текущий момент обладает уникальным архивом донных осадков, охватывающих верхнюю часть разреза осадочного чехла Северного Ледовитого океана.

По ряду колонок длиною от 2 до 4 метров, опробованных в ходе экспедиции СП-41 с хребта Ломоносова, из котловин Амундсена и Нансена, проводились палеомагнитные измерения в лаборатории ресурсного центра «Геомодель» Санкт-Петербургского государственного университета. Образцы для палеомагнитных исследований отбирались различными способами. Часть колонок была отобрана длинномерными образцами ll-channel (длина одного образца до 1 м), которые измерялись на магнитометре SQUID, 2G Enterprises с интервалом 1 см. Другие колонки были отобраны стеклянными цилиндрами по методу В.В. Кочегуры [*1992*], что также позволило дополнительно измерить по ним анизотропию магнитной восприимчивости на каппамосте MFK1, AGICO. Измерения естественной остаточной намагниченности (*NRM*) включали в себя последующее ступенчатое размагничивание переменным полем (*AF*) с количеством шагов от 14 до 17 при максимальном пиковом поле в 100 мТл.

В рейсах ледовой станции СП-41 и СП-42 изучались физические характеристики колонок донных осадков как в ходе экспедиций, так и после транспортировки колонок в институт [*Элькина и др., 2024; 2025*]. Длина колонок, как правило, составляла 2-3 м, длина отдельных колонок достигала 4.5 м. Особой информативностью, как показали измерения, обладает параметр магнитная восприимчивость.

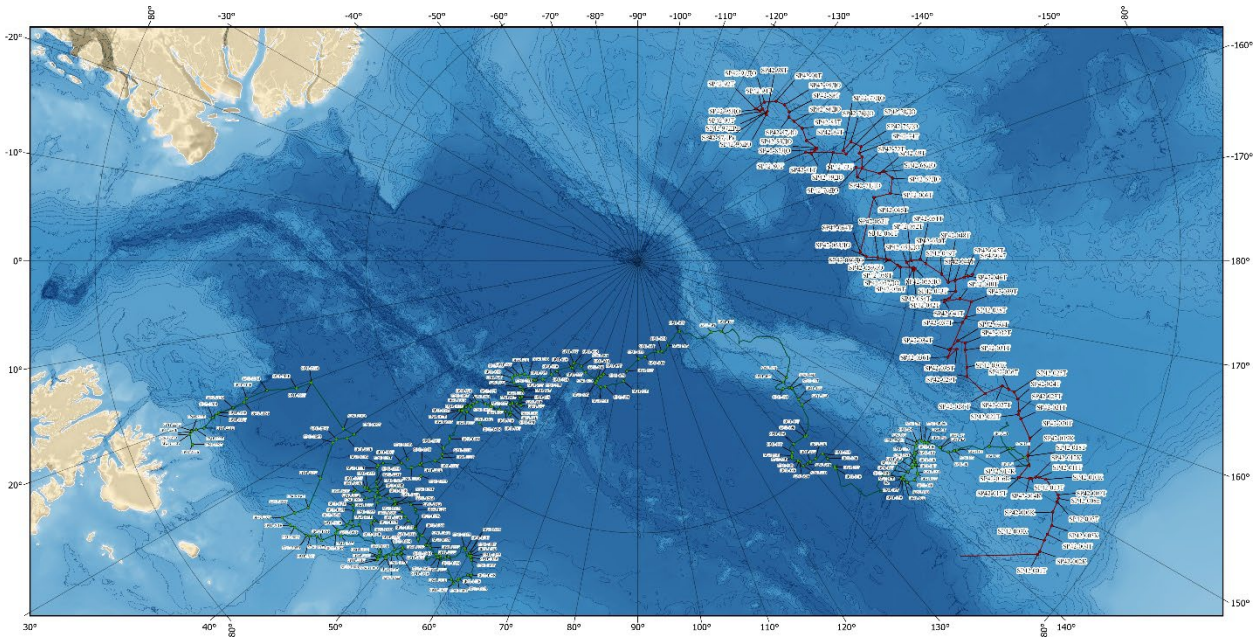


Рис. 1. Карта дрейфа «Северный полюс-41» и «Северный полюс-42» ледовой самодвижущейся платформы «Северный полюс» по состоянию на 8 августа 2025 г.

Природа изменений магнитной восприимчивости донных осадков в регионе определяется двумя факторами: гранулометрическим составом (при этом более магнитными обычно являются осадки с большей глинистостью) и минералогическим составом. Наибольшей магнитной восприимчивостью обладают вулканогенные осадки и осадки с большим количеством пироксена, который обычно ассоциируется с мелкими зернами магнетита. Определенные выводы о природе изменений магнитной восприимчивости в колонках донных осадков, отобранных в рейсе СП-42, можно будет сделать после поступления данных гранулометрического и минералогического анализа. Сейчас можно отметить, что по магнитной восприимчивости эти колонки гораздо более монотонные, чем колонки, отобранные в Евразийском бассейне в рейсе СП-41. По-видимому, это связано с большей близостью точек пробоотбора в рейсе СП-41 как к источникам осадконакопления, так и к действовавшим в плиоцен-четвертичное время вулканам.

ЛИТЕРАТУРА

Кочегура В.В. Применение палеомагнитных методов при геологической съёмке шельфа. СПб, изд-во ВСЕГЕИ, 1992. 143 с.

Попова Е.А., Богин В.А., Малышев С.А., Ованесян Г.И., Фильчук К.В., Макаров А.С. Экспедиция «Северный Полюс-41»: предварительные результаты геологических исследований // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2023. Выпуск 10, с. 210-216. doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-210-216

Попова Е.А., Богин В.А., Малышев С.А., Фильчук К.В., Макаров А.С., Каминский В.Д. Содержание и состав донно-каменного материала на хребте Ломоносова (83° с. ш.): индикация смены палеообстановок // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2024. Т. 517. № 2. С. 208-216. doi: 10.31857/S2686739724080025

Попова Е.А., Богин В.А., Малышев С.А., Ованесян Г.И., Карташев А.О., Ковалёв С.М. Геологические работы в экспедиции "Северный полюс-41" // Российские полярные исследования. 2024. № 1 (55). С. 10-16.

Элькина Д.В., Пискарев А.Л., Хоснуллина Т.И., Гусев Е.А., Попова Е.А., Богин В.А., Малышев С.А., Фильчук К.В., Макаров А.С. Первые палеомагнитные результаты исследований донных морских осадков, отобранных в котловине Амундсена, Северный Ледовитый океан. Результаты экспедиции «Северной Полюс-41» // Рельеф и четвертичные

образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. Выпуск 11, с. 444-449. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-444-449

Элькина Д.В., Пискарев А.Л., Гусев Е.А., Баженова И.Д., Гагаев А.С., Гетман К.В., Овсянникова Е.С., Попова Е.А., Хоснуллина Т.И. Источники и скорость четвертичного осадконакопления в Арктическом бассейне по результатам корреляции значений магнитной восприимчивости в колонках донных осадков, отобранных в рейсе СП-42 // Геология морей и океанов: Материалы XXVI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. М.: ИО РАН, 2025. С. 238-242.

PROGRESS IN PALEOMAGNETIC STUDIES OF MARINE SEDIMENTS COLLECTED DURING EXPEDITIONS NORTH POLE-41 AND NORTH POLE-42

Elkina D.V.[1], Khosnullina T.I.[1,2], Bazhenova I.D.[1,2], Getman K.V.[1,2], Piskarev A.L.[1,2], Cherenkovskaya A.A.[3]

[1] VNIIOkeangeologia, St.Petersburg, Russia
[2] Saint Petersburg State University, St.Petersburg, Russia
[3] Petrozavodsk State university, Petrozavodsk, Russia

During the drift of the self-propelled ice platform "North Pole" of the Arctic and Antarctic Research Institute, a geological team collected marine sediment cores from various regions of the Arctic Ocean. Ten sediment cores collected during the "North Pole-41" expedition were subjected to paleomagnetic studies. Magnetic susceptibility measured in the sediment cores sampled during expeditions "North Pole-41" and "North Pole-42" correlate well between adjacent cores and make it possible to estimate the direction of change in sedimentation rates.

Keywords: *marine sediments, Arctic Ocean, paleomagnetic studies, ice-resistant platform, North Pole-41, North Pole-42*

REFERENCES:

Kochegura V.V. Application of paleomagnetic methods in geological survey of the shelf. St. Petersburg, VSEGEI Publishing House, 1992. 143 p.

Popova E.A., Bogin V.A., Malyshev S.A., Ovanesyan G.I., Filchuk K.V., Makarov A.S. The 'Severny Polus-41' ('North Pole-41') expedition: marine geology onboard // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2023. Issue 10. P. 210-216. doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-210-216

Popova E.A., Bogin V.A., Malyshev S.A., Filchuk K.V., Makarov A.S., Kaminsky V.D. Content and Composition of Rock Debris at Lomonosov Ridge (83° N): Indication of Palaeoenvironmental Changes // Doklady Earth Sciences. 2024. Vol. 517. P. 1281-1287. doi: 10.1134/S1028334X24602074

Popova E.A., Bogin V.A., Malyshev S.A., Ovanesyan G.I., Kartashev A.O., Kovalev S.M. Geological works in the expedition "North Pole-41" // Russian Polar research. 2024. No. 1 (55). P. 10-16. (in Russian).

Elkina D.V., Piskarev A.L., Khosnullina T.I., Gusev E.A., Popova E.A., Bogin V.A., Malyshev S.A., Filchuk K.V., Makarov A.S. First paleomagnetic results on marine sediments collected in the Amundsen basin, Arctic ocean. Results of expedition North Pole-41 // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024. Issue 11. P. 444-449. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-444-449

Elkina D.V., Piskarev A.L., Gusev E.A., Bazhenova I.D., Gagaev A.S., Getman K.V., Ovsyannikova E.S., Popova E.A., Khosnullina T.I. Sources and rate of Quaternary sedimentation in the Arctic Basin based on the results of correlation of magnetic susceptibility values in bottom sediment cores collected during the SP-42 cruise // Geology of the seas and oceans: Proceedings of the XXVI International Scientific Conference (School) on Marine Geology. T. I. M.: IO RAS, 2025 P. 238-242. (in Russian).

СЕКЦИЯ СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-234-241

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ГЛУБИНЫ СЕЗОННОГО ОТТАИВАНИЯ ПОРОД ВЕРХНЕКОЛЫМСКОГО НАГОРЬЯ

✉*Абрамов Д.А [1 2], Михайлова А.А [2], Макарьева О.М.[3], Жунусова О.Р.[3], Никитина П.А.[3], Землянскова А.А.[3], Нестерова Н.В. [3]*

[1]Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия;
[2]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
[3]ФГБУ «Государственный гидрологический институт», Санкт-Петербург, Россия
✉ *omakarieva@yandex.ru*

В работе рассматривается пространственно-временное изменение глубины сезонного оттаивания пород на территории Верхнеколымского нагорья, а также ее зависимость от климатических и ландшафтных факторов. В связи с деградацией мерзлых пород вследствие изменения климата данная тема является важной не только с научной, но и с практической точки зрения. Глубина сезонного оттаивания пород влияет на выбор метода строительства при проектировании инженерных сооружений в криолитозоне, и ее изменение может негативно повлиять на их эксплуатацию. Работа основана на фактическом материале, полученном в результате комплексных геокриологических исследований 2022–2025 гг. Полевые работы включали в себя наблюдения на двух площадках комплексного стационара «Анмангындинская наледь» по методике программы CALM, микрорайонирование площадок по условиям теплообмена поверхности с отложениями. Полевыми и лабораторными методами определены физические свойства пород. Выявлены различия в режиме сезонного оттаивания на двух схожих по ландшафту площадках, расположенных на расстоянии 20 км друг от друга, связанные с высокой изменчивостью климатических характеристик в горном регионе. На глубину сезонного оттаивания пород оказывает влияние мощность торфа: при значениях менее 20 см глубина оттаивания может достигнуть 60 см, при увеличении – она снижается до 30–40 см. Получены региональные формулы, позволяющие определить глубину сезонного оттаивания в зависимости от суммы положительных градусочасов. Для слабо изученной территории Верхнеколымского нагорья такие результаты позволяют лучше понять закономерности пространственно-временного изменения сезонного оттаивания пород.

Ключевые слова: *сезонно-талый слой, сезонное оттаивание, многолетнемёрзлые породы, стационар «Анмангындинская наледь», Магаданская область, CALM, геокриологический мониторинг, ландшафт, климат*

В связи с развитием инфраструктуры в криолитозоне и современным изменением климата актуальной задачей становится мониторинг многолетнемерзлых пород (ММП) и геокриологических процессов. Отмечается недостаток знаний о трансформации толщ ММП под воздействием естественных и антропогенных изменений природно-климатических условий, которая может приводить к увеличению экологического и экономического ущерба [*Порфирьев и др., 2019; Hjort et al., 2022*].

Для оценки реакции многолетнемерзлых пород на изменение климатических условий в 90-х годах прошлого века мировым научным сообществом была предложена идея циркумполярного мониторинга деятельного слоя (CALM). В различных регионах мира предполагалась установка площадок наблюдения за глубиной сезонного оттаивания [Brown et al., 2000]. За прошедшие годы методика подвергалась критике со стороны многих исследователей, однако простота проведения измерений и получаемый результат показали свою эффективность в условиях отсутствия наблюдательных скважин.

В Магаданской области, где многолетнемерзлые породы занимают 99% территории, такие наблюдения до 2022 г. не проводились. Информация о глубине

сезонного оттаивания на площадках CALM совместно с данными термометрических скважин позволяет выявить изменение геокриологических условий различных ландшафтов региона и стать основой для геокриологического прогноза. Так, на территории Магаданской области авторами создана и расширяется сеть наблюдения за многолетнемерзлыми породами [*Макарьева и др., 2024; Makarieva et al., 2024*]. Также на комплексном стационаре «Анмангындинская наледь» были оборудованы 2 площадки для наблюдения за глубиной сезонного оттаивания по стандартам CALM: одна – в августе 2022 года в бассейне р. Анмангында [*Makarieva et al., 2024*], вторая – в сентябре 2023 года вблизи поселка Усть-Омчуг.

Целью исследования является определение факторов, влияющих на пространственно-временное изменение глубины сезонного оттаивания пород в пределах Верхнеколымского нагорья по данным наблюдений на CALM-площадках.

Верхнеколымское нагорье расположено на Северо-Востоке Российской Федерации и характеризуется различными ландшафтными, орографическими, климатическими, а потому и геокриологическими условиями. Рельеф территории – среднегорный, сильно расчлененный. Абсолютные высоты колеблются в пределах 550–2100 м. Климат резко континентальный, среднегодовая температура воздуха с 70-х годов прошлого века повысилась с -10.5°C (1966-1990) до -9.3°C (1991-2024) по данным метеостанции Усть-Омчуг. Территория относится к зоне сплошного распространения мерзлых пород, мощность которых достигает 100–200 м в долинах и 300–500 м на вершинах гор. Глубина сезонного оттаивания в регионе варьируется от 0.1 до 4.5 м [*Замолотчикова, Зуев, 1989*]. Состав и влажность пород оказывают сильное влияние на глубину оттаивания, минимальные значения характерны для торфов (0.1–0.8 м).

Площадка «Наледь» оборудована в бассейне р. Анмангында в делювиально-солифлюкционных отложениях на слабонаклонной (5–6°) слабодренированной поверхности, ориентированной на северо-восток, на высоте 775–785 м. Напочвенный покров представлен мхом-сфагнумом. Микрорельеф относится к бугристо-западинному. Площадка «Усть-Омчуг» оборудована в надпойменной террасе р. Детрин, в 20 м от Тенькинской трассы, на высоте 580 м, расстояние от площадки «Наледь» 20 км. Слой торфа мощностью до 0.6 м перекрывает аллювиальные отложения. Напочвенный покров повсеместно представлен сфагновыми мхами. На территории всей площадки растет лиственничный лес различной степени сомкнутости крон.

Площадка CALM представляет собой участок 100×100 м, сетка с шагом 10 м. В 121 точке проводятся трехкратные измерения глубины сезонного оттаивания мерзлотным щупом преимущественно в июне и сентябре, а также высота снега в марте – апреле. По характерному глухому стуку устанавливается глубина сезонного оттаивания горных пород (ξотт), точность измерений составляет 1 см. Для обнаружения пикета используется высокоточное GNSS оборудование. Вблизи площадок установлены фотоловушки и рейки для наблюдения за динамикой высоты снежного покрова.

На основании маршрутных исследований и дешифрирования материалов аэрофотосъемки при помощи беспилотного летательного аппарата (БПЛА) было проведено микрорайонирование площадок по характеру теплообмена отложений с поверхностью [*Сергеев и др., 2016*].

Вблизи площадки CALM «Наледь» в 2024 г. были сделаны 6 закопушек, вскрывающих кровлю мерзлоты. В каждой проведены замеры теплопроводности талого и мёрзлого слоёв с помощью теплофизического зонда МИТ-1 [*Методы..., 2004*]. Также в ходе проведения работ были отобраны образцы для определения естественной влажности, плотности сложения, температуры начала замерзания, относительного содержания органического вещества, зольности и засоленности исследуемых отложений. Температура начала замерзания (tbf) определялась криоскопическим методом [*Методы..., 2004*].

Для оценки влияния климатических факторов на глубину сезонного оттаивания использовался индекс оттаивания, представляющий собой корень из суммы

положительных градусочасов с начала тёплого периода времени к моменту измерений (√DDT) [*Nelson et al., 1997*]. За начало тёплого периода принималась дата со среднесуточной температурой воздуха выше нуля градусов по материалам метеорологической станции Сокол М-1, установленной в долине р. Анмангында на высоте 721 м. Также для анализа климатических условий использовались данные метеорологической станции Усть-Омчуг (575 м).

Всего с момента оборудования площадки CALM «Усть-Омчуг» было проведено 3 замера мощности сезонно-талого слоя (СТС) и 1 снегомерная съемка, на площадке CALM «Наледь» – 10 замеров СТС и 3 снегомерных съемки.

Физические характеристики отложений на площадке CALM «Наледь» и их роль в формировании глубины сезонного оттаивания. Для площадки «Наледь» определены физические характеристики отложений (табл. 1). Выделено два основных типа пород – торф и суглинок. Температура начала замерзания у отложений отличается незначительно: у суглинка tbf = -0.1 °C, торфа = -0.14 °C. Принципиальная разница коэффициента теплопроводности суглинка и торфа приводит к увеличению глубины сезонного оттаивания в местах, лишенных торфяной подушки. При малой мощности торфа (менее 20 см) глубина сезонного оттаивания составляет порядка 60 см, тогда как при увеличении его мощности глубина оттаивания сокращается до 30–40 см. Таким образом, сетка наблюдений через каждые 10 м не может показать все многообразие микроландшафтов [*Сергеев и др., 2016*].

Табл. 1. Физические характеристики отложений площадки CALM «Наледь»

Тип породы	λ, Вт/м×К	We, %	ρ, г/см³	tbf, °C	ξотт, см
Торф	0.55–0.62	149.5–353.7	0.91–1.08	-0.09 – -0.15	30–40
Суглинок	0.82 – 1.02	41.1–64.2	1.70–1.88	-0.08 – -0.12	65

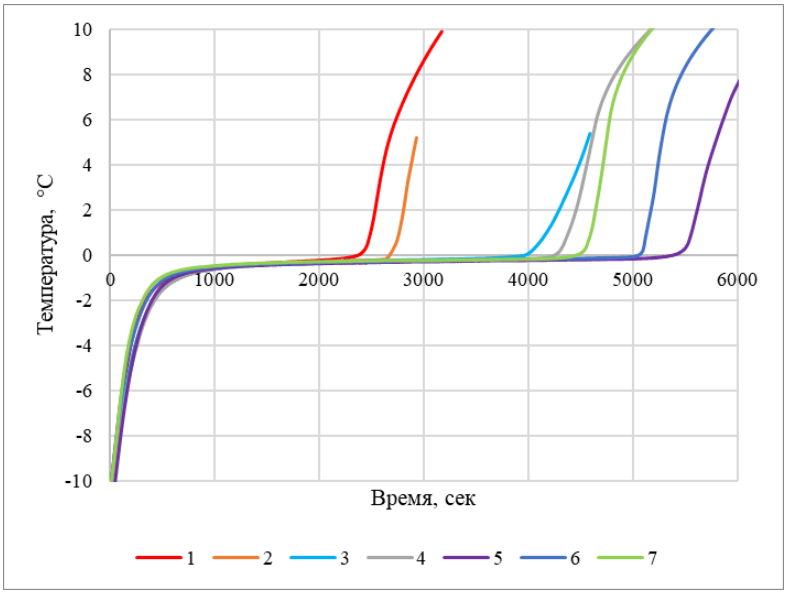


Рис. 1. Термограммы оттаивания грунтов при естественных значениях влажности:
1 – суглинок тяжёлый (W = 41%); 2 – суглинок средний (W = 57%); 3 – торф-1 (W = 150%); 4 – торф-2 (W = 161%); 5 – торф-4 (W = 222%); 6 – торф-5 (W = 336%); 7 – торф-6 (W = 354%)

На рис. 1 представлены термограммы оттаивания грунтов при их естественных значениях влажности. По термограммам видно, что $t_{отт}$ ниже и длительность оттаивания меньше у суглинков. Длительность оттаивания и $t_{отт}$ для торфов зависит от состава и

содержания незамёрзшей воды, которая в свою очередь зависит от степени разложения и количества органического вещества.

Для некоторых торфов был определен химический анализ водной вытяжки (табл. 2). По полученным данным, торф-1 по степени засолённости – среднезасолённый, торф-2 – сильнозасолённый, торф-5 – слабозасолённый, тип засоления – хлоридный. Также для торфов была определена зольность и относительное содержание органического вещества.

Табл. 2. Химический анализ водной вытяжки торфов (по ГОСТ 59540-2021)

		торф-1	торф-2	торф-5
pH		6.18	6.21	6.83
Катионы	Na^++K^+	186.8	512.5	55.3
	Mg^{2+}	0.0	2.5	0.0
	Ca^{2+}	1.9	4.2	0.6
	Сумма Kt	188.7	519.2	55.9
Анионы	Cl^-	205.7	620.4	56.7
	SO_4^{2-}	0.0	0.0	0,0
	HCO_3^-	147.5	317.8	59.9
	Сумма An	353.2	938.2	116.6
Засоленность (D_{sal}), %		2.26	6.64	0.64
Концентрация порового раствора (C_{ps}), д. е.		0.015	0.038	0.002

Также рассмотрим влияние температуры на содержания незамёрзшей воды в суглинках и торфах (рис. 2).

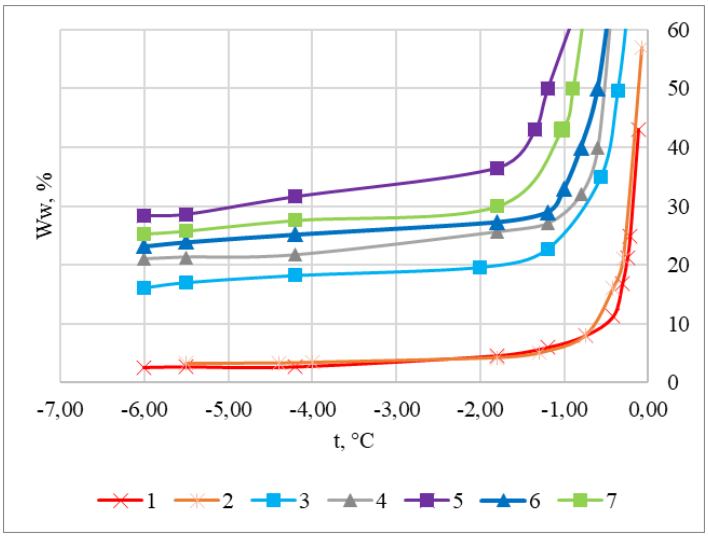


Рис. 2. Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры.
1 – суглинок тяжёлый; 2 – суглинок средний; 3 – торф-1; 4 – торф-2; 5 – торф-4; 6 – торф-5; 7 – торф-6

По графикам видно, что значения средних и тяжёлых суглинков практически совпадают. Хотя менее дисперсные породы должны иметь меньшее количество незамёрзшей воды, чем более дисперсные при одной температуре. Предположительно, это может быть связано с разным минеральным составом исследованных суглинков.

У торфов количество незамёрзшей воды больше, чем в суглинках при одинаковой температуре, что связано с дисперсностью и увеличением удельной поверхности. Наименьшие значения незамёрзшей воды у сильноразложившихся торфов (1 и 2), при этом содержание незамёрзшей воды у торфа-2 больше, чем у торфа-1, что можно

объяснить бóльшей степенью засоления торфа-2. У среднеразложившихся торфов (4, 5, и 6) содержание незамёрзшей воды больше, чем у сильноразложившихся, а также увеличивается от торфа-5 до торфа-4 в соответствии с увеличением количества органического вещества.

Для всех торфов содержание незамёрзшей воды увеличивается с ростом количества органического вещества. У торфа-1 и торфа-2 с I_r равной 95.8 и 95.9%, соответственно, содержание незамёрзшей воды при t = -6 °C отличается на 4%, что связано с сильным засолением торфа-2.

Микрорайонирование площадок по условиям теплообмена с поверхностью. Дешифрирование снимков БПЛА позволило провести районирование площадок. На площадке «Наледь» было выделено 3 микрорайона: 1) Лиственничный лес с мохово-лишайниковым покровом; 2) Ложбина стока; 3) Лиственничный лес на лишайниковом горном склоне. На площадке CALM «Усть-Омчуг» также выражены 3 микрорайона: 1) Лиственничный лес с мохово-лишайниковым покровом; 2) Сфагновая марь с лиственничным редколесьем; 3) Техногенный участок.

Влияние ландшафтов и климатических характеристик на глубину сезонного оттаивания. Средняя глубина сезонного оттаивания на площадке «Усть-Омчуг» в конце летнего сезона за 2023 и 2024 гг. составила соответственно 43 и 42 см. Минимальная глубина оттаивания (32 см) соответствует районам 1 и 2, а району 3, который в прошлом испытывал техногенную нагрузку, – максимальные (85 см). Также максимальные значения глубины оттаивания наблюдаются в отдельных точках района 2 (86 см), а именно вблизи заболоченных мочажин. Основным природным фактором, влияющим на глубину сезонного оттаивания, является влажность отложений. По результатам маршрутных наблюдений выявлено, что наименьшая глубина характерна для сухих торфяных кочек в микрорайоне 1 с развитой лесной растительностью (45 см в среднем), тогда как в более увлажненных местах микрорайонов 2 и 3 она увеличивается в среднем до 48–49 см.

На площадке «Наледь» средняя глубина сезонного оттаивания в конце летнего сезона за период 2022-2025 гг. составила от 44 до 47 см. Щебнистые отложения, расположенные в микрорайоне 3, имеют наибольшую глубину оттаивания (>70 см).

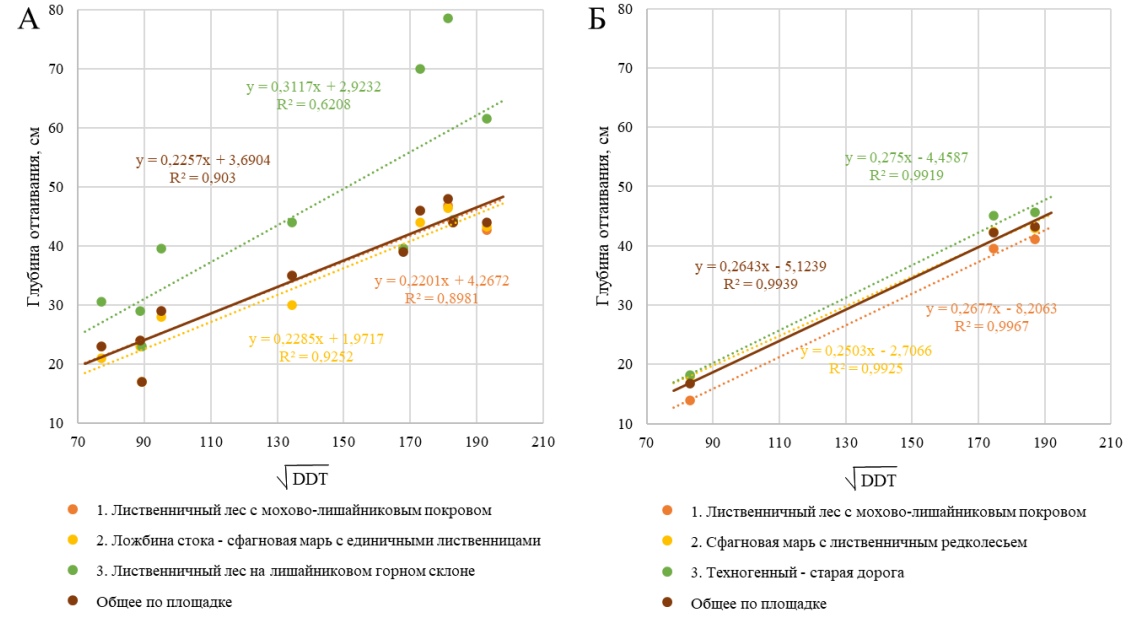


Рис. 3. Связь глубины сезонного оттаивания с индексом оттаивания для площадок CALM А) «Наледь» и Б) «Усть-Омчуг».

Анализ связи индекса оттаивания (√DDT) с мощностью сезонно-талого слоя показал, что коэффициент корреляции для каждого микрорайона площадок CALM

достигает 0.9, за исключением микрорайона 3 на площадке «Наледь» (рис. 3). Это связано с тем, что на данном участке несколько точек находится в щебнистых отложениях, где метод прямого измерения глубины сезонного оттаивания дает большую погрешность.

На территории Магаданской области проведены научно-исследовательские работы, направленные на определение особенностей сезонного оттаивания пород на двух площадках CALM. Установлено, что главными факторами, влияющими на глубину сезонного оттаивания, являются климатические характеристики, а также влажность и состав отложений.

На площадках «Наледь» и «Усть-Омчуг» за период параллельных наблюдений среднее значение глубины сезонного оттаивания составило 45 и 43 см, соответственно. Коэффициент вариации по площадкам на период максимального оттаивания равен 0.16–0.20, в летний период он достигает 0.25.

Выявлена линейная связь между индексом протаивания (√DDT) и внутригодовым ходом глубины сезонного оттаивания пород в различных микрорайонах. В микрорайонах с относительно низким поверхностным увлажнением глубина сезонного оттаивания меньше, чем в заболоченных участках.

Таким образом, результаты исследования отмечают важность учета ландшафтных особенностей и свойств отложений при оценке глубины сезонного оттаивания.

ЛИТЕРАТУРА

Замолотчикова С.А., Зуев И.А. Юкагиро-Анюйский и Колымский регионы // Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М.: Недра, 1989. С. 293-309.

Макарьева О.М., Абрамов Д.А., Землянскова А.А., Осташов А.А., Нестерова Н.В. Температура многолетнемерзлых пород Верхнеколымского нагорья по данным термометрических скважин за 2021–2022 годы // Криосфера Земли. 2024. Т. 28. № 3. С. 19-33. doi: 10.15372/KZ20240302

Методы геокриологических исследований / под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во МГУ, 2004. 512 с.

Порфирьев Б.Н., Елисеев Д.О., Стрелецкий Д.А. Экономическая оценка последствий деградации вечной мерзлоты под влиянием изменений климата для устойчивости дорожной инфраструктуры в Российской Арктике // Вестник Российской академии наук. 2019. Т. 89. № 12. С. 1228-1239. doi: 10.31857/S0869-587389121228-1239

Сергеев Д.О., Станиловская Ю.В., Перльштейн Г.З., Романовский В.Е., Безделова А.П., Алексютина Д.М., Болотюк М.М., Хименков А.Н., Капралова В.Н., Мотенко Р.Г., Малеева А.Н. Фоновый геокриологический мониторинг в северном Забайкалье // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 3. С. 24-32.

Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E. The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: historical perspectives and initial results // Polar Geography. 2000. Vol. 24. Is. 3. P. 165-258. doi: 10.1080/10889370009377698

Hjort J., Streletskiy D., Doré G., Wu Q., Bjella K., Luoto M. Impacts of permafrost degradation on infrastructure // Nature Reviews Earth & Environment. 2022. Vol. 3. P. 24-38. doi: 10.1038/s43017-021-00247-8

Makarieva O., Zemlianskova A., Abramov D., Nesterova N. Geocryological conditions of small mountain catchment in the Upper Kolyma Highland (Northeastern Asia) // Geosciences. 2024. Vol. 14. P. 88. doi: 10.3390/geosciences14040088

Nelson F.E., Shiklomanov N.I., Mueller G.R., Hinkel K.M., Walker D.A. Estimating active-layer thickness over a large region: Kuparuk River Basin, Alaska, USA // Arctic and Alpine Research. 1997. Vol. 29, no. 4. P. 367-378. doi: 10.1080/00040851.1997.12003258

SPATIO-TEMPORAL CHANGES IN SEASONAL THAW DEPTH OF ROCKS IN THE UPPER KOLYMA HIGHLANDS

Abramov A.D. [1,2], Mikhailova A.A.[2], Makarieva O.M.[3], Zhunusova O.R.[3], Nikitina P.A.[3], Zemlianskova A.A.[3], Nesterova N.V. [3]

[1]Institute of the Cryosphere of the Earth, TSC SB RAS, Tyumen, Russia
[2]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[3]State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia

The paper considers the spatio-temporal changes in the depth of ground seasonal thawing in the Upper Kolyma Highlands, as well as its dependence on climatic and landscape factors. Due to the degradation of permafrost as a result of climate change, this topic is important not only from a scientific but also from a practical point of view. The depth of ground seasonal thawing affects the choice of construction method when designing engineering structures in the cryolithozone, and its change can negatively affect their operation. The work is based on factual material obtained as a result of comprehensive geocryological studies in 2022–2025. Fieldwork included observations at two sites at the field research station "Anamngynda aufeis" using the CALM program methodology, micro-zoning of sites according to the conditions of surface heat exchange with sediments. Physical properties of ground were determined by field and laboratory methods. Differences in the seasonal thawing regime were revealed at two similar landscape sites located 20 km apart, associated with high variability of climatic characteristics in the mountain region. The thickness of the peat affects the depth of ground seasonal thawing: with values less than 20 cm, the thawing depth can reach 60 cm, with an increase, it decreases to 30-40 cm. Regional formulas have been obtained that allow determining the depth of ground seasonal thawing depending on the sum of positive degree hours. For the poorly studied territory of the Upper Kolyma Highlands, such results make it possible to better understand the patterns of spatio-temporal dynamics of permafrost.

Keywords: *active layer, seasonal thawing, permafrost, the field research station "Anamngynda aufeis", Magadan region, CALM, geocryological monitoring, landscape, climate*

REFERENCES:

Zamolodchikova S.A., Zuev I.A. Yukagiro-Anyuyskiy i Kolymskiy regiony [Yukagir-Anuy and Kolyma regions]. In: *Geokriologiya SSSR. Vostochnaya Sibir' i Dal'niy Vostok* [Geocryology of the USSR. Eastern Siberia and the Far East]. Moscow: Nedra, 1989, pp. 293-309. (in Russian).

Makarieva O.M., Abramov D.A., Zemlyanskova A.A., Ostashov A.A., Nesterova N.V. Temperatura mnogoletnemerzlykh porod Verkhnekolymskogo nagor'ya po dannym termometricheskikh skvazhin za 2021–2022 gody [Temperature of permafrost in the Upper Kolyma Highlands according to thermometric well data for 2021–2022]. *Earth's Cryosphere*, 2024, vol. 28, no. 3, pp. 19-33. (in Russian). doi: 10.15372/KZ20240302

Metody geokriologicheskikh issledovaniy [Methods of geocryological research]. Ed. by E.D. Yershov. Moscow: Moscow State University Press, 2004. 512 p. (in Russian)

Porfirev B.N., Eliseev D.O., Streletskiy D.A. Ekonomicheskaya otsenka posledstviy degradatsii vechnoy merzloty pod vliyaniyem izmeneniy klimata dlya ustoychivosti dorozhnoy infrastruktury v Rossiyskoy Arktike [Economic assessment of the consequences of permafrost degradation under the influence of climate change for the sustainability of road infrastructure in the Russian Arctic]. *Bulletin of the Russian Academy of Sciences*, 2019, vol. 89, no. 12, pp. 1228-1239. doi: 10.31857/S0869-587389121228-1239 (in Russian).

Sergeev D.O., Stanilovskaya Yu.V., Perlshteyn G.Z., Romanovsky V.E., Bezdelyova A.P., Aleksyutina D.M., Bolotyuk M.M., Khimenkov A.N., Kapralova V.N., Motenko R.G., Maleeva A.N. Fonovyy geokriologicheskiy monitoring v severnom Zabaykal'ye [Background geocryological monitoring in Northern Transbaikalia]. *Earth's Cryosphere*, 2016, vol. XX, no. 3, pp. 24-32. (in Russian).

Brown J., Hinkel K.M., Nelson F.E. The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: historical perspectives and initial results // Polar Geography. 2000. Vol. 24. Is. 3. P. 165-258. doi: 10.1080/10889370009377698

Hjort J., Streletskiy D., Doré G., Wu Q., Bjella K., Luoto M. Impacts of permafrost degradation on infrastructure // Nature Reviews Earth & Environment. 2022. Vol. 3. P. 24-38. doi: 10.1038/s43017-021-00247-8

Makarieva O., Zemlianskova A., Abramov D., Nesterova N. Geocryological conditions of small mountain catchment in the Upper Kolyma Highland (Northeastern Asia) // Geosciences. 2024. Vol. 14. P. 88. doi: 10.3390/geosciences14040088

Nelson F.E., Shiklomanov N.I., Mueller G.R., Hinkel K.M., Walker D.A. Estimating active-layer thickness over a large region: Kuparuk River Basin, Alaska, USA // Arctic and Alpine Research. 1997. Vol. 29, no. 4. P. 367-378. doi: 10.1080/00040851.1997.12003258

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-242-249

ПОЛОЖЕНИЕ КРОВЛИ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД И ИХ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА РЕКИ МАЛАЯ ГРАВИЙКА, РАЙОН ГОРОДА ИГАРКА)

✉ *Андрюшин Д.С.[1], Разумовский Р.О.[1], Сидорова Т.А.[2]*

[1] Игарская геокриологическая лаборатория ИМЗ СО РАН, Игарка, Россия
[2] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
✉ *andriushinds@mail.ru*

Исследование посвящено определению положения кровли высокотемпературных многолетнемерзлых пород (ММП) и их геоэлектрических свойств на территории бассейна реки Малая Гравийка в районе города Игарка. В ходе работы были проведены полевые измерения методом дипольного индуктивного профилирования, что позволило установить глубину залегания кровли ММП в различных типах ландшафтов. Результаты показали существенную пространственную изменчивость степени деградации ММП: наибольшие значения мощности сезонно-талого слоя обнаружены на севере и западе территории, а наиболее стабильные торфяные комплексы расположены на востоке участка. Корреляционный анализ выявил сильную связь (R=0.78) между электропроводностью грунта и глубиной кровли ММП, отражающую влияние состава и льдистости пород. В фиксированных аномальных зонах с высоким сопротивлением, вероятно, сохраняются остаточные массы подземных льдов, что является редкостью для данного района ввиду деградации ММП в голоцене. Полученные данные демонстрируют перспективность электромагнитных методов для оценки неоднородности мерзлых и сезонно-талых массивов в условиях климатических изменений.

Ключевые слова: *многолетнемерзлые породы, сезонно-талый слой, дипольное индуктивное профилирование, деградация мерзлоты, геоэлектрические свойства*

Введение. При освоении территорий, характеризующихся развитием высокотемпературных многолетнемерзлых пород (ММП) с прерывистым и островным их распространением, большое значение имеет определение глубины залегания кровли мерзлоты и выявление таликовых зон. Основу данного исследования составляют ретроспективные данные, полученные группой исследователей с участием сотрудников Игарской геокриологической лаборатории свыше 20 лет назад [*Rodionov et al, 2007*]. Значительная пространственная изменчивость геокриологических условий обусловливает необходимость применения экспресс-методов определения свойств массива, таких, как геофизические, и, в частности, дипольного индуктивного профилирования (ДИП), позволяющего бесконтактным способом получать геоэлектрические свойства среды. Геофизические исследования массивов мерзлых грунтов (ММГ) являются на сегодняшний момент одними из ключевых способов выявления неоднородностей, т.к. буровые работы нередко выполнять сложно, невозможно или очень дорого. Особенно большая изменчивость наблюдается в бассейнах рек, где сложная конфигурация подземного и надземного стока может приводить к неожиданным закономерностям распределения талых и мерзлых зон [*Лебедева и др, 2019; Попов и др., 2025*].

Район исследования. Территория исследования представляет собой западную часть бассейна р. Малая Гравийка в 5 км на северо-запад от г. Игарка в пределах ангутихинской озерно-ледниковой равнины [*Варганов и др., 2018*]. Участок характеризуется наличием разнообразного ряда ландшафтных разностей: плоскобугристого грядово-мочажинного комплекса с тундровой и лесотундровой растительностью, включающей березы; елово-лиственничного редкостойного леса; елово-березового редколесья на месте гари, возникшей в середине 1960-х годов.

В пределах грядово-мочажинного комплекса располагается площадка CALM R40 [*https://www.permafrost.org*]. Она предназначена для измерения максимальной мощности

СТС и была заложена в 2008 г. В 2006 г., т.е. до ее создания, была пробурена скважина глубиной 10 м, находящаяся в центральной части площадки.

В верхней части разрез до глубины 1.1 м представлен светло-коричневыми суглинками с высоким содержанием органики. Ниже, до 2.8 м располагается серая, сильнольдистая супесь (до 40%) со слоистой криотекстурой и редкой органикой; до 4.7 м –темно-коричневые суглинки пластичномерзлые. С глубины 4.7 м – супеси с редкими включениями и прослоями гальки и гравия, криотекстура становится массивной. Органика встречается редко, преимущественно в виде фрагментов древесины, с глубиной ее содержание падает. Наличие суглинков пластичномерзлой консистенции также указывает на высокие температуры грунта, близкой к температуре его замерзания, которая для суглинков ниже по сравнению с супесями. Среднегодовые температуры грунтов в верхней части разреза – до 2 м – являются положительными. С глубины 4 – 5 м температуры стабильно изменяются в пределах -0.2 – (-0.3) °С (рис. 1).

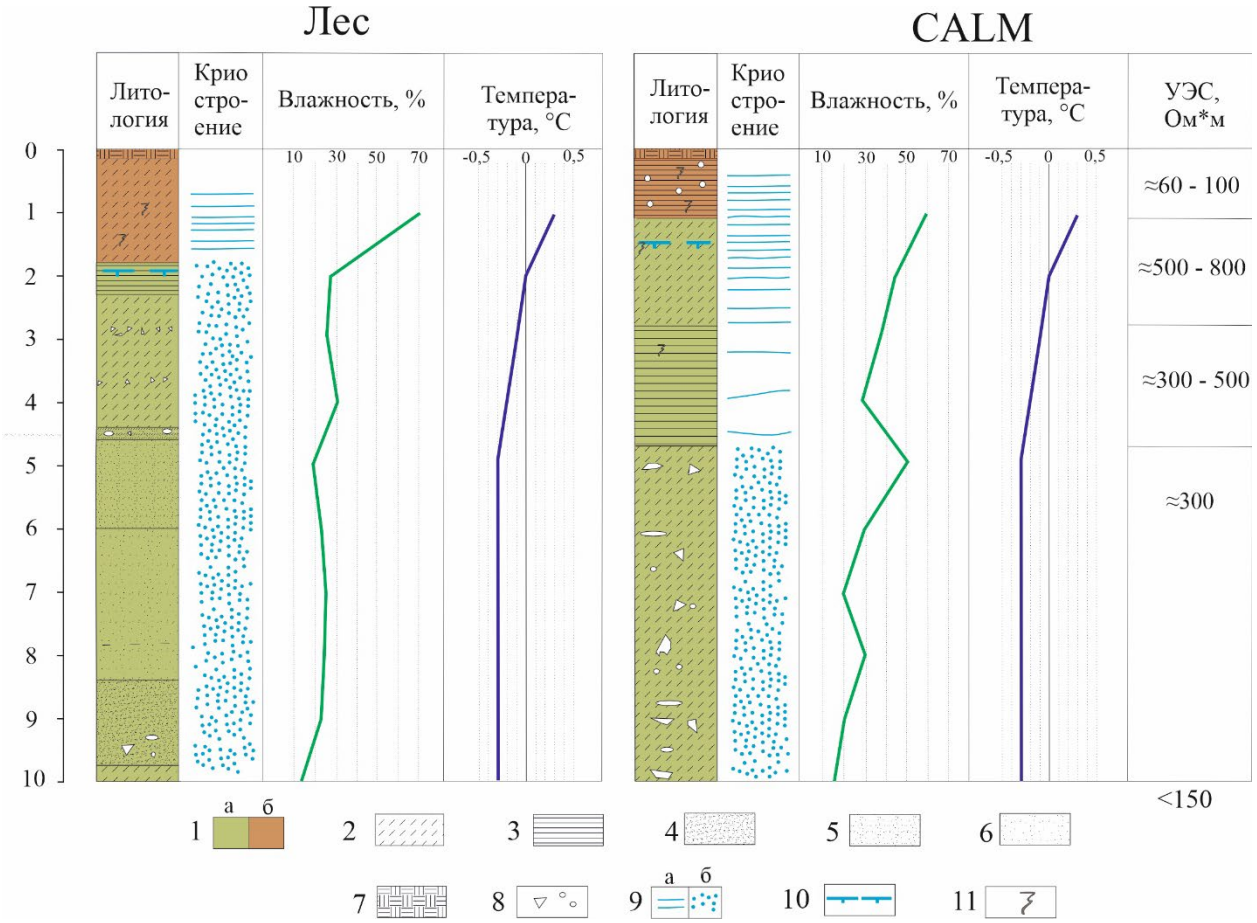


Рис. 1. Литологические колонки с данными влажности, температуры и УЭС (удельного электрического сопротивления грунтов): 1 – генетические типы отложений: а) флювиогляциальные, б) болотные; 2 – супеси; 3 – суглинки; 4 – пески пылеватые; 5 – пески мелкие; 6 – пески средней крупности; 7 – торфяно-моховый слой; 8 – включения гравия и гальки; 9 – криогенные текстуры: а) слоистая, б) массивная; 10 – кровля многолетнемерзлых отложений; 11 – примеси органического вещества.

Генетически верхний суглинистый горизонт формировался в современных субаэральных условиях; следующие за ним супесчано-суглинистые горизонты, по-видимому, можно отнести к водно- и/или озерно-ледниковым. Слабольдистые с массивной криотекстурой супеси широко представлены в районе и сформированы флювиогляциальными потоками.

Материалы и методы. Во второй половине сентября проводились работы по измерению глубины залегания кровли ММП с помощью стального щупа длиной 170 см на

месте промеров ранее выполненных работ по 168 точкам, размещенным в виде сетки 50×50 м [*Rodionov et al, 2007*]. В пределах площадки CALM было проведено измерение по 121 точке в рамках ежегодного мониторинга. Электроразведочные работы проводились методом ДИП установкой EM34-3. Местоположение точек в пространстве фиксировалось GPS приемником.

Измерения на площадке CALM проводились на каждой точке промера глубины кровли ММП разносами кос 10 и 20 м горизонтальным (HD) и вертикальным диполем (VD). Всего было выполнено 484 зондирований в 121 точке. Горизонтальный диполь (HD) при разносе 10 м дает эффективную глубину зондирования на глубине 0 − 4 м, при разносе 20 м – 0 − 8 м. Вертикальный диполь (VD) имеет эффективную глубину зондирования при разносе 10 м и пике 4 м – 2 – 8 м, а при разносе 20 м и пике 8 м – 4 – 16 м [McNeill, 1980].

Для корректной интерпретации результатов ДИП были выполнены зондирования непосредственно возле трех термометрических скважин глубиной 10 метров, что позволяет связать состояния грунтов (мерзлое/талое) с их геоэлектрическими свойствами. Скважины располагались в пределах CALM на торфяном бугре, в лесу на водоразделе, а третья находилась вне площадки исследований, но при этом характеризовалась положительными температурами по всей глубине.

На основе данных замеров кровли ММП был проведен корреляционный анализ для 10 м разноса HD, позволяющий оценить связь глубины залегания кровли ММП и электропроводности грунтов в пределах площадки CALM. Проводился визуальный анализ космических снимков высокого разрешения Corona 1960-х гг. и современных снимков для оценки ландшафтных изменений, которые могли оказать влияние на состояние верхней части разреза ММП. В июне 2025 после схода снега выполнена аэрофотосъемка района площадки CALM R40 БПЛА DJI Mavic 20, на ее основе в Agisoft Metashape была создана цифровая модель рельефа с разрешением 0.5 м/пикс.

Результаты и обсуждение. На основе выполненных промеров глубины кровли ММП в пределах площадки CALM и западной части бассейна р. Малая Гравийка составлены карты глубины залегания ММП, по которым было проведено сравнение с ранее выполненными исследованиями [*Rodionov et al, 2007*] (рис. 2).

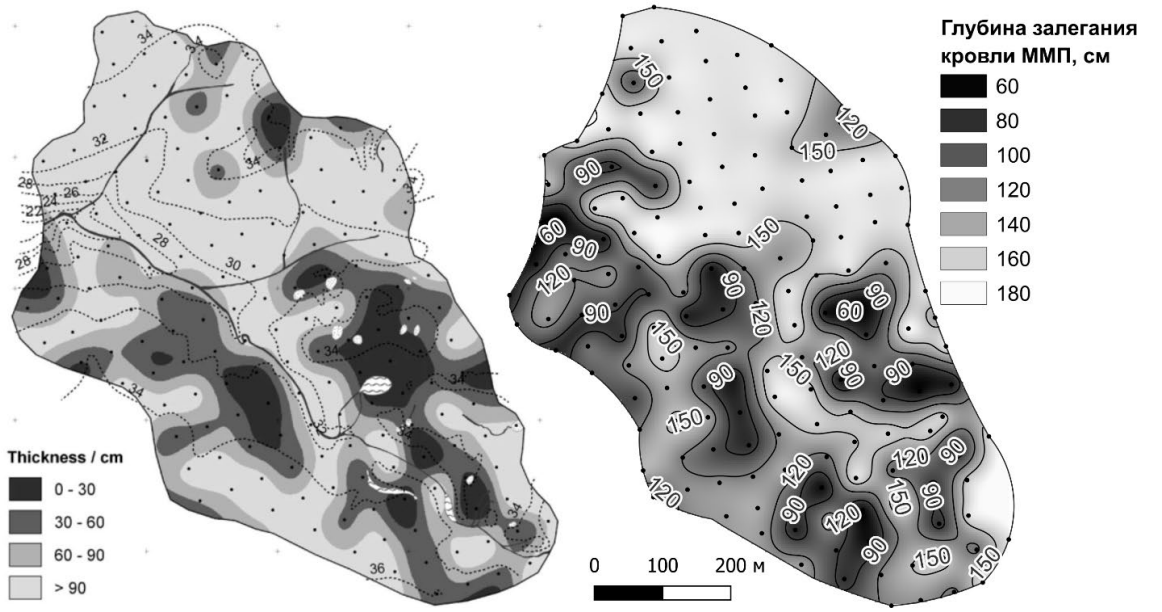


Рис. 2. Мощность сезонно-талого слоя на август 2003 г. [*Rodionov et al, 2007*] (слева); на сентябрь 2025 (справа).

Ключевой проблемой результатов исследования, выполненного в 2003 г., по мнению авторов, стало слишком раннее измерение глубины залегания ММП. На основе разовых ежемесячных замеров на площадке CALM 2023 – 2024 г. было показано, что глубина промерзания на склонах торфяников и в мочажинах составила 40 – 50 см. За период с августа по конец сентября протаивание на участках со сливающимися ММП (торфяные бугры) увеличивается еще на 20 – 30 см. Если к данным протаивания СТС можно применить экстраполяцию, то отделить положение не полностью протаявшей части СМС от кровли ММП данным методом невозможно. В целом, в данной работе не делался акцент на мощности деятельного слоя, он был дан как некоторый фон.

На момент сентября 2025 г. распределение наиболее деградировавших и наиболее стабильных участков имеет схожий характер, но абсолютные значения отличаются, что также связывается с длиной щупа. В 2003 г. использовался щуп длинной 90 см, в 2025 – 170 см. Абсолютные значения глубины горизонта выше кровли сезонномерзлого грунта (в данном случае не кровли ММП, а остатка СМС) на 2003 г. в 2–3 раза меньше, чем измеренная мощность СТС в 2025 г., что свидетельствует именно о неправильной оценке и интерпретации данного параметра. Иначе такое изменение вызвало бы активное развитие геокриологических процессов, чего не наблюдается на настоящий момент времени.

В целом, северная часть исследуемой территории является наиболее деградировавшей и в настоящий момент характеризуется глубиной залегания ММП от 150 см до предела измерений в 170 см. Южная и западная части отличаются промежуточным состоянием с отметками кровли 90 – 150 см. Наиболее стабильные мерзлотные условия наблюдаются в пределах площадки CALM.

На площадке CALM R40 наибольшая глубина залегания кровли ММП – более 150 см – приурочена к мочажинам и прилегающим участкам, а также отмечается на участке поймы р. Малая Гравийка в южной части. Наименьшая глубина (от 60 до 90 см) зафиксирована на склонах южной и юго-восточной экспозиции, где происходит интенсивное сдувание снега в зимний период (рис. 3), что согласуется с данными метеостанции Игарка и снегомерными работами 2024 – 2025 гг.

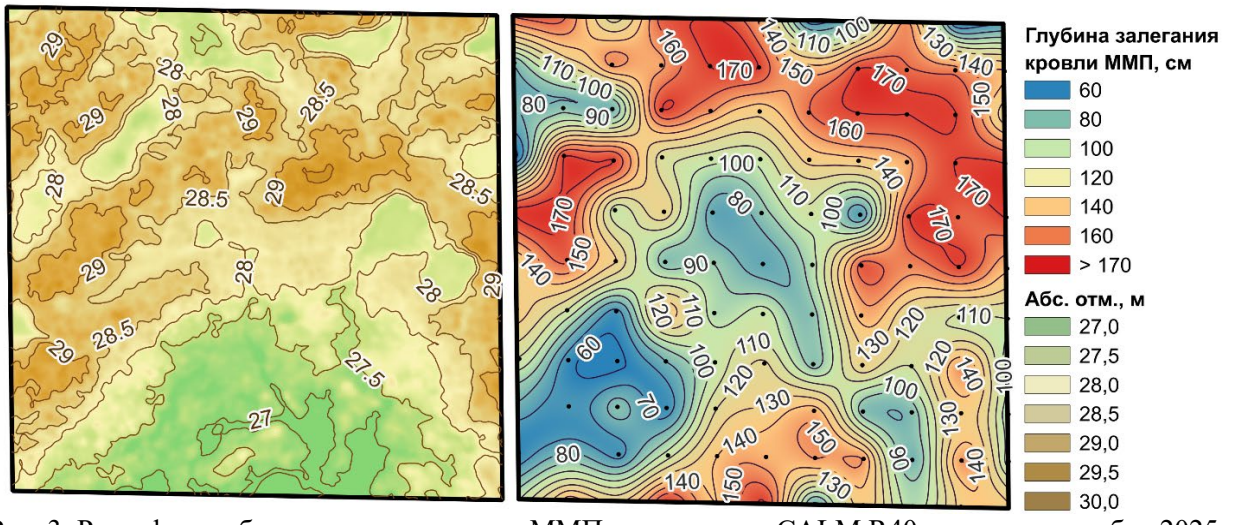


Рис. 3. Рельеф и глубина залегания кровли ММП на площадке CALM R40 на начало октября 2025.

Выполненные геофизические работы EM34-3 показали различные свойства грунтов на разных диапазонах эффективной чувствительности. Поверхности бугров с наименьшей глубиной залегания кровли ММП соответствуют наиболее высоким значениям сопротивления (от 250 до 5000 Ом·м), что также может свидетельствовать о большой мощности сильнольдистых грунтов. Нижележащие слои характеризуются значением изучаемого параметра до 150 – 200 Ом·м, что свидетельствует о снижении льдистости с

глубиной (рис. 4). Участки мочажин отмечаются более низкими сопротивлениями на малых глубинах (от 125 до 200 Ом·м), и более высокими на большей глубине (175–250 Ом·м), что может свидетельствовать о наличии мерзлых грунтов под мочажинами. Глубина несквозного талика может составлять 4–6 м.

К таликовой зоне можно отнести участок поймы р. Малая Гравийка, где УЭС находится при всех разносах в диапазоне от 80 до 125 Ом·м. В январе 2025 была пробурена скважина, сложенная талыми супесями и суглинками твердой и полутвердой консистенций, где сопротивления на всех разносах и диполях составили от 90 до 125 Ом·м с температурой грунтов на глубине ниже деятельного слоя +0.5°С. В целом, свойства мерзлых грунтов, при температурах, близких к 0°С, сходны с таковыми у талых пород. По данным А.Д. Фролова [*1998*], УЭС мерзлых супесей и суглинков с массивной криотекстурой при температуре от −0.5 до 0 °С может составлять 30 – 60 Ом·м, со шлировой – 100 – 500 Ом·м, у песков с массивной криотекстурой – 50 – 100 Ом·м. Льды при данной температуре имеют УЭС 10 000 – 50 000 Ом·м. Поэтому наличие аномалий с высоким УЭС в тысячи Ом·м при данных высокотемпературных грунтовых условиях может свидетельствовать о наличии крупных залежей подземных льдов, которые для района исследования являются редкостью в силу значительной деградации ММП в голоцене.

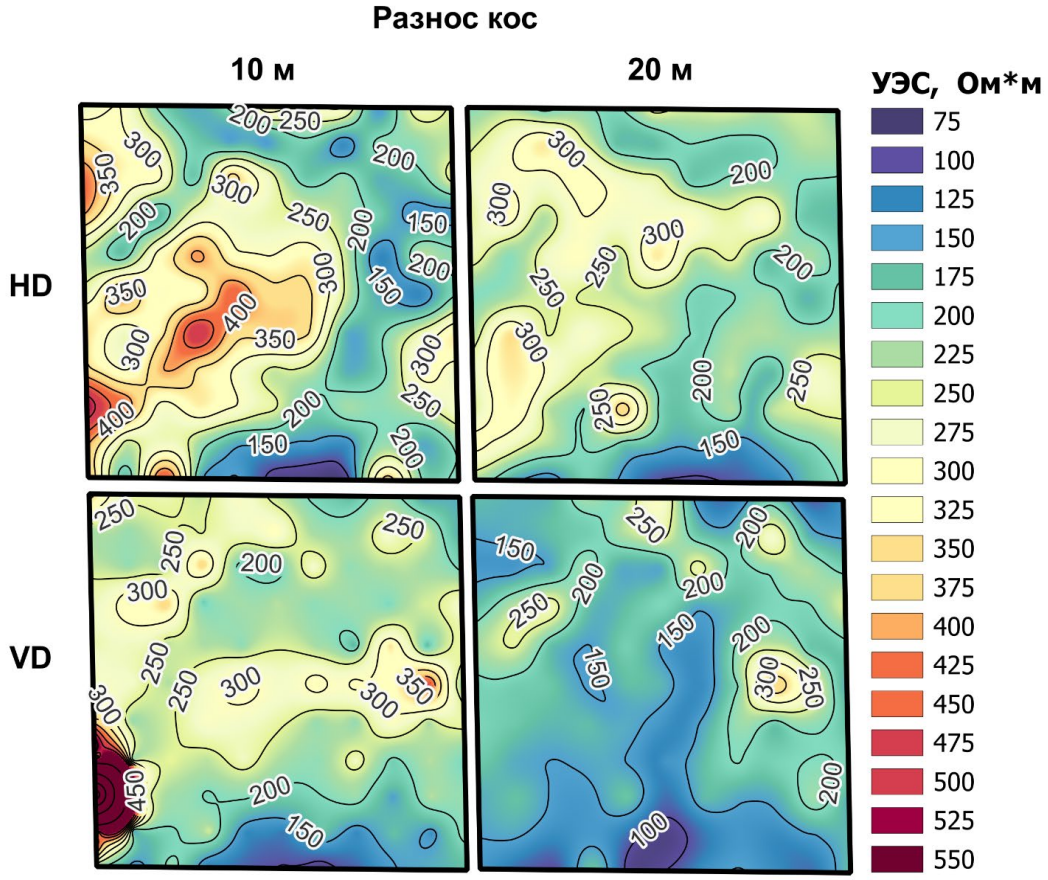


Рис. 4. Изолинии удельного электрического сопротивления (УЭС) на площадке CALM с разносом кос 10 и 20 м при горизонтальном (HD) и вертикальном (VD) диполях.

Ввиду того, что HD 10 м отражает близповерхностные условия, целесообразно оценить наличие связи между глубиной залегания кровли ММП и электропроводностью грунта. Корреляция составила 0.78, коэффициент детерминации 0.60 (рис. 5). Таким образом, можно говорить о достаточно высокой связи между параметрами массива грунта для участков, где таликовые зоны отсутствуют и под талым слоем располагаются льдистые грунты суглинистого и супесчаного состава, перекрытые торфом (как в пределах CALM R40). Из выборки исключены точки в пределах поймы, где значения электропроводности были значительно выше, чем на остальной площадке, что

свидетельствует о более низких сопротивлениях и говорит об иных геокриологических условиях. Данная закономерность может применяться на схожих участках с торфяниками для выявления особенностей геокриологического строения. Схожие площадные работы имеет смысл проводить и в других местах, характеризующихся изменением ландшафтных, геокриологических условий и дополнительно заверять наиболее контрастные участки более надежными методами, такими как электротомография.

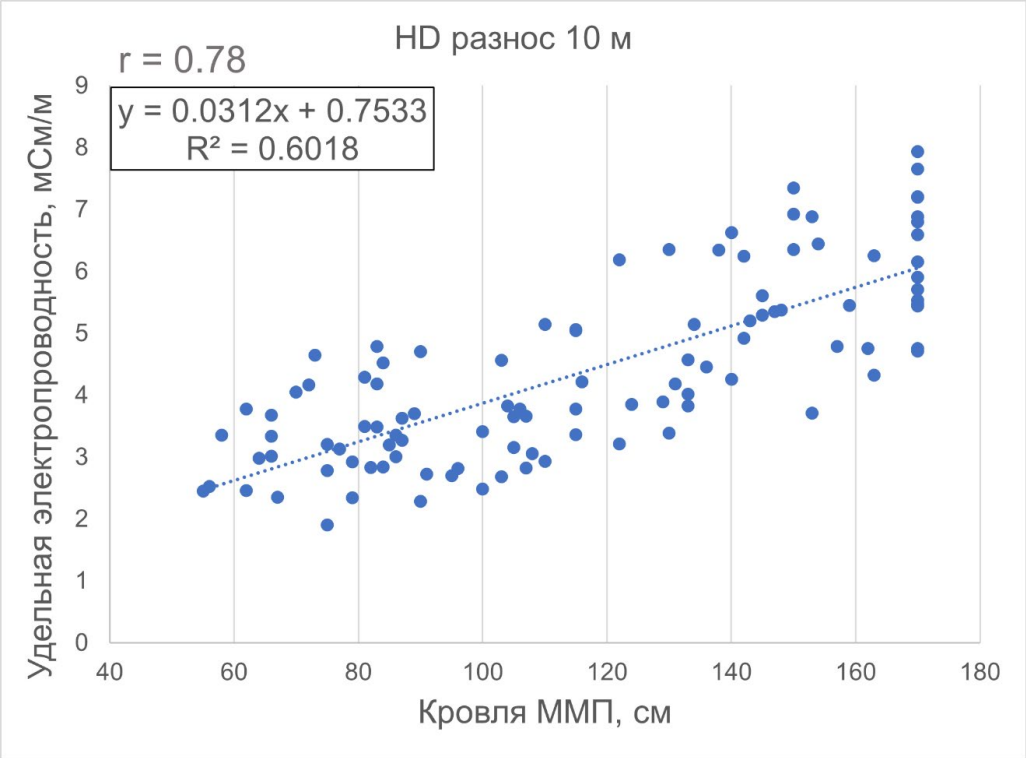


Рис. 5. Зависимость величины электропроводности массива грунта при разносе косы 10 м и горизонтальном диполе (HD) от глубины залегания кровли ММП.

Заключение. Исследование положения кровли высокотемпературных многолетнемерзлых пород (ММП) и их геоэлектрических свойств в бассейне реки Малая Гравийка в районе города Игарка подтвердило значительную пространственную изменчивость геокриологических условий и продемонстрировало перспективность электромагнитных методов для оценки неоднородности мерзлых и сезонно-талых массивов грунтов в условиях климатических изменений.

На основе полевых исследований было установлено, что распределение участков с различной степенью деградации ММП характеризуется существенной пространственной изменчивостью. Наиболее высокие значения сезонного протаивания (до 170 см и более) обнаружены на севере и западе территории, тогда как наиболее стабильные участки бугров с глубиной залегания кровли 60 – 90 см расположены в восточной части, на площадке CALM R40.

Работы методом дипольного индуктивного профилирования (ДИП) позволили выявить геоэлектрические свойства грунтов. Высокое УЭС (до 5 000 Ом·м) характерно для поверхностей бугров, что свидетельствует о наличии сильнольдистых отложений. Наличие аномалий с высоким сопротивлением в тысячи Ом·м, вероятно, свидетельствует о сохранении остаточных масс подземных льдов, что является редкостью для данного района ввиду значительной деградации ММП в голоцене.

Корреляционный анализ выявил сильную прямую связь (R = 0.78) между удельной электропроводностью грунта и глубиной кровли ММП. Этот результат демонстрирует, что геоэлектрические измерения, отражающие влияние состава и льдистости пород, могут

быть эффективно использованы для оценки положения кровли ММП в пределах участков, где под сезонно-талым слоем располагаются льдистые грунты.

Полученные данные подтверждают перспективность использования ДИП как экспресс-метода для оперативной и бесконтактной оценки неоднородности геокриологических условий.

Рекомендации для дальнейших работ:

Для повышения достоверности и детализации геоэлектрических данных необходимо использовать более надежные методы, такие, как электротомография, особенно для верификации контрастных участков (аномалии высокого УЭС и таликовые зоны).

Выявленную корреляционную зависимость имеет смысл применять на схожих участках с торфяниками, что позволит выявить особенности геокриологических условий на других территориях.

Финансирование. Работа выполнена в рамках базового проекта «Тепловое поле и криогенная толща Северо-Востока России. Особенности формирования и динамика» (№ АААА-А20-120111690010-2). Авторы выражают благодарность сотрудникам Вилюйской научно-исследовательской мерзлотной станции и руководителю Великину С.А. за предоставленное оборудование, Пимову А.И. за помощь в организации полевых работ, Ефимову В.А. за помощь в проведении аэрофотосъемочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

Лебедева Л.С., Бажин К.И., Христофоров И.И., Абрамов А.А., Павлова Н.А., Ефремов В.С., Огонеров В.В., Тарбеева А.М., Федоров М.П., Нестерова Н.В., Макарьева О.М. Надмерзлотные субаэральные талики в бассейне реки Шестаковка (Центральная Якутия) // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 1. С. 40-50. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-1(40-50)

Попов С.В., Кашкевич М.П., Романова Н.Е., Малышева А.М., Лебедева Л.С. Выявление субаэральных таликов геофизическими методами в средней части бассейна р. Лена, Центральная Якутия // Записки Горного института. 2025. Т. 274. С. 63-75.

Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пущино. ОНТИ ПНЦ РАН. 1998. 515 с.

McNeill J.D. Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction numbers: Geonics Ltd., Mississauga, Ontario, Canada, Technical Note TN-6. 1980. 15 p.

Rodionov A., Flessa H., Grabe M., Kazansky O.A., Shibistova O., Guggenberger G. Organic carbon and total nitrogen variability in permafrost-affected soils in a forest-tundra ecotone // European Journal of Soil Science. 2007. Vol. 58. Is. 6. P. 1260–1272. doi: 10.1111/j.1365-2389.2007.00919.x

Circumpolar Active Layer Monitoring Network (CALM): [сайт]. URL: https://www2.gwu.edu/~calm/ (дата обращения: 23.11.2025).

POSITION OF THE HIGH-TEMPERATURE PERMAFROST TABLE AND ITS GEOELECTRICAL PROPERTIES (A CASE STUDY OF THE MALAYA GRAVIYKA RIVER BASIN, IGARKA REGION)

Andriushin D.S.[1], Razumovsky R.O.[1], Sidorova T.A.[2]

[1] Igarka Geocryological Laboratory, MPI SB RAS, Igarka, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

The study investigates the position of the high-temperature permafrost table and the associated geoelectrical properties within the Malaya Graviika River basin near Igarka, Russia. Field measurements were conducted using dipole inductive profiling (EM34-3) and probing to determine the depth of the permafrost table across various landscape types. Results indicate

significant spatial variability in permafrost degradation, with the northern and western parts of the study area exhibiting deeper active layers compared to more stable peat-mound complexes in the east. Correlation analysis revealed a strong relationship (R = 0.78) between soil electrical conductivity and permafrost table depth, reflecting the influence of soil composition and ice content. The presence of high-resistivity anomalies suggests relic massive ground ice bodies, rare in this region due to Holocene thawing. The findings highlight the potential of electromagnetic methods for mapping permafrost heterogeneity under warming climatic conditions.

Keywords: *permafrost, active layer, dipole electromagnetic profiling, permafrost degradation, geoelectrical properties*

REFERENCES:

Lebedeva L.S., Bazhin K.I., Khristoforov I.I., Abramov A.A., Pavlova N.A., Efremov V.S., Ogonerov V.V., Tarbeeva A.M., Fedorov M.P., Nesterova N.V., Makarieva O.M. Suprapermafrost subaerial taliks, Central Yakutia, Shestakovka river basin // Earth`s Cryosphere. 2019. Vol. XXIII. № 1. P. 35-44. (in Russian). doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-1(40-50)

Popov S.V., Kashkevich M.P., Romanova N.E., Malysheva A.M., Lebedeva L.S. Identification of subaerial taliks by geophysical methods in the middle part of the Lena River basin, Central Yakutia // Journal of Mining Institute. 2025. Vol. 274. P. 63-75.

Frolov A.D. Electrical and Elastic Properties of Frozen Rocks and Ices. Pushchino: Pushchino Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. 1998, 515 p. (in Russian).

McNeill J.D. Electromagnetic terrain conductivity measurements at low induction numbers: Geonics Ltd., Mississauga, Ontario, Canada, Technical Note TN-6. 1980. 15 p.

Rodionov A., Flessa H., Grabe M., Kazansky O.A., Shibistova O., Guggenberger G. Organic carbon and total nitrogen variability in permafrost-affected soils in a forest-tundra ecotone // European Journal of Soil Science. 2007. Vol. 58. Is. 6. P. 1260–1272. doi: 10.1111/j.1365-2389.2007.00919.x

Circumpolar Active Layer Monitoring Network (CALM): [сайт]. URL: https://www2.gwu.edu/~calm/ (дата обращения: 23.11.2025).

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-250-253

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЙ РЕАНАЛИЗ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШЕГО РАЗВИТИЯ

✉ *Анисимов О.А.* [1], *Морозов А.П.* [1]

[1]ФГБУ «Государственный гидрологический институт», Санкт-Петербург, Россия
✉ *anisimov.travel@gmail.com*

Разработанная в Государственном гидрологическом институте динамическая модель гидротермического режима многолетнемерзлых грунтов была применена для реанализа температуры и мощности сезонно-талого слоя криолитозоны в исторический период 1980-2024 гг. Построенные серии цифровых карт позволили получить детальную информацию о пространственно-временной структуре изменений ММГ за последние десятилетия.

Ключевые слова: *многолетнемёрзлые грунты, моделирование, изменение климата, реанализ*

Мощность сезонно-талого слоя (СТС) отражает состояние многолетнемерзлых грунтов (ММГ) и испытывает колебания от года к году в зависимости от климатических условий. Ежегодно публикуемые в Докладах Росгидромета сведения о ее длительных изменениях и особенностях последних лет основаны на данных измерений этой величины, получаемых по стандартизованной методике в рамках Международной программы мониторинга CALM (Circum Polar Active-Layer Monitoring). На территории криолитозоны РФ в различное время было создано более 60 площадок CALM, однако лишь малая часть из них обладает длительными рядами наблюдений.

Важно отметить, что эти измерения носят негосударственный характер и осуществляются в рамках отдельных научных проектов, выполняемых в инициативном порядке, главным образом, силами специалистов института Криосферы Земли РАН, института Мерзлотоведения СО РАН при участии исследователей из иных научных учреждений. Одним из важных условий участия в проекте CALM является обеспечение свободного доступа всех заинтересованных потребителей к получаемым данным. До недавнего времени данные по всем странам депонировались и ежегодно обновлялись на информационном портале проекта, размещенном на сервере университета Дж. Вашингтона в США (https://www2.gwu.edu/~calm/). Изменившиеся геополитические реалии нарушили эту хорошо работающую систему. Усугубило ситуацию и то, что в мае 2024 г. международная ассоциация мерзлотоведения приняла политически мотивированное решение о приостановке членства России. Закономерным ответом стало прекращение обмена данными о динамике СТС с зарубежными коллегами. В какой-то мере это затронуло и доступ к данным российских пользователей.

Среди российских участников, продолжающих в настоящее время измерения на площадках CALM, передача данных в общее пользование не регламентирована какими-либо условиями и осуществляется в порядке личной инициативы и неофициальных договоренностей. Правовой статус этих данных и вопросы правообладания никогда не обсуждались. В 2007 году был создан русскоязычный информационный портал о вечной мерзлоте permafrost.su. По настоящее время он является единственным порталом, на котором собраны данные всех когда-либо проводившихся в России измерений на площадках CALM. В ежегодных Докладах Росгидромета проводится анализ поступивших данных, оцениваются длительные тренды и обсуждаются особенности отдельных лет. С учетом отмеченных обстоятельств, все потенциальные пользователи этих данных должны принимать во внимание, что Росгидромет не может нести ответственность за полноту, качество, и соответствие единым инструментальным и методическим принципам

проведенных измерений мощности СТС на различных наблюдательных площадках CALM в пределах криолитозоны России.

Альтернативным источником данных, который лишен указанных недостатков, могут стать измерения, проводимые Росгидрометом на собственной мониторинговой сети. Создание такой сети началось в 2024 г. после того как в декабре 2023 года Правительством РФ было принято постановление "О создании подсистемы государственного фонового мониторинга состояния многолетней (вечной) мерзлоты". Оператором, осуществляющим ее построение, (ААНИИ Росгидромета), был разработан Руководящий документ, в котором сформулированы требования к пунктам наблюдений и дано их исчерпывающее техническое описание. В частности, в нем указано, что пункты наблюдений должны располагаться вблизи действующих метеостанций Росгидромета на удалении от них не более чем на 10 км и на них не должно быть таликов и криопэгов. Планируется создание сети из 140 термометрических скважин глубиной 25,2 метров, по состоянию на конец 2025 года организованы и действуют более 70 скважин.

По мере накопления данных различных видов наблюдений за состоянием ММГ с неизбежностью возникает задача их обобщения. Она состоит в том, чтобы провести анализ почвенных, надпочвенных (снег, растительность), топографических, климатических и иных влияющих факторов, сопоставить их с точечными мерзлотными измерениями и построить пространственно-временной континуум двух главных параметров ММГ, - среднегодовой температуры и мощности СТС для всей криолитозоны. Можно провести параллель с метеорологией, где до недавнего времени серьезные проблемы были связаны с заполнением пропусков и обобщением данных неравномерной и редкой сети наблюдений. Сейчас они во многом преодолены благодаря развитию реанализа, который представляет собой двушаговой процесс. На первом шаге, называемом ассимиляцией данных, проводится валидация метеорологической модели по всем имеющимся для фиксированного интервала времени измерениям. На втором шаге проводится собственно реанализ, т.е. по откалиброванной модели рассчитываются исследуемые параметры в узлах сетки, охватывающей исследуемую область, при этом учитываются все главные влияющие факторы. Современные продукты атмосферного реанализа обеспечивают в режиме близком к реальному времени информацию о таких параметрах, как температура приземного слоя воздуха и поверхности почвы, осадки, ветер, давление и ряд других с суточной дискретностью для всей территории суши.

Ключевую роль в реанализе играет моделирование. Математический формализм всех моделей ММГ основан на решении задачи Стефана, постановка которой описана во многих публикациях. Исчерпывающая обзорная информация приведена в [*Анисимов и др., 2012*]. Особенностью задачи является наличие подвижных границ раздела мерзлого и талого грунта, на которых происходят фазовые переходы влаги.

Выбор модели для реанализа лимитирован наличием данных, необходимых для ее валидации. Накопленные к настоящему времени наблюдения дают возможность проводить реанализ на основе динамических моделей ММГ. В отличие от полуэмпирических, такие модели основаны на фундаментальных уравнениях тепло- и влагопереноса и дают исчерпывающую информацию об изменениях во времени и по глубине параметров физического состояния ММГ. Динамические модели требуют лишь минимальной валидации, под которой понимается уточнение значений входящих в модель почвенных, растительных и иных влияющих параметров так, чтобы максимально приблизить результаты расчета к имеющимся наблюдениям СТС и температуры грунта. Валидация проводится с дифференциацией по мерзлотным и растительным зонам, почвенным, ландшафтным и климатическим условиям. В каждом случае подбираются типичные для заданных условий значения параметров, при которых достигаются минимальные различия между расчетами и наблюдениями.

Динамические модели разной сложности были разработаны в Государственном гидрологическом институте (ГГИ), в Главной геофизической обсерватории, в Институте

вычислительной математики РАН и в Институте физики атмосферы. Аналогичные исследования проводились в США, прежде всего в университете Фэрбенкса, Аляска и в университете Колорадо. Зарубежным научным сообществом недавно была разработана модель Cryogrid Community Model, представляющая значительный интерес в плане использования для реанализа. Все эти модели различаются, главным образом, методом численного решения уравнения теплопроводности. В данной работе была использована динамическая модель ГГИ. Она наиболее полно учитывает водный баланс верхнего слоя почвы, что позволяет корректировать на каждом расчетном шаге зависящие от влажности теплофизические характеристики среды. Не воспроизводя весь математический формализм, отметим лишь главные особенности модели.

Основу составляют уравнение теплового баланса подстилающей поверхности, уравнение переноса тепла в слое снега и почве и уравнение баланса влаги. Перенос тепла и влаги в грунтовой толще описывается следующим образом.

$$c_e \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_w L \frac{\partial W}{\partial t} \vartheta \qquad (1)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} - K \right) \qquad (2)$$

где $$c_e = \rho_w c_w + \rho_i c_i + \rho_s c_s (1 - P) + \rho_w L \frac{\partial W_l(T)}{\partial T} \vartheta ; \qquad (3)$$

$$\vartheta = \begin{cases} 0; \ при \ T \geq 0 \\ 0; \ при \ T < 0 \ и \ W \leq W_l(T) \\ 1; \ при \ T < 0 \ и \ W > W_l(T) \end{cases}$$

В этих уравнениях L - теплота фазового перехода вода – лед (дж/г); T - температура почвы (°С); W,P –объемная влажность и пористость почвы (доли объема); $W_l(T)$– содержание незамёрзшей влаги в почве, зависящее от температуры (г/м^3); ψ - капиллярно-сорбционный потенциал почвенной влаги (м водного столба); K, λ– коэффициенты влагопроводности (м/с) и теплопроводности (Вт/(м×°С) почвы; c_e - эффективная теплоемкость почвы (Дж/(г×°С); c_w,c_i, c_s - удельные теплоемкости воды, льда и скелета почвы (Дж/(г×°С); ρ_w, ρ_i, ρ_s, - соответственно их плотности (г/м^3); ϑ - безразмерный бинарный коэффициент; t, z – время (с) и вертикальная координата (м), причем поверхность почвы совмещена с уровнем $z = 0$, а ось z направлена вниз.

Отличие уравнения (1) от традиционного уравнения теплопроводности в том, что оно учитывает содержание незамёрзшей влаги в мерзлом грунте как функцию температуры. Уравнение (2) описывает миграцию влаги при промерзании грунтов. На входе модели задаются суточные значения температуры воздуха, осадков, скорости ветра, влажности воздуха и приходящей солнечной радиации.

В настоящее время модель ГГИ была откалибрована с использованием данных 10 площадок измерений температуры грунта в криолитозоне Восточной Сибири и 25 площадок на севере ЕТР. В совокупности они представляют широкий спектр ландшафтно-климатических, почвенных и гидрологических условий. По ней проведены расчеты температуры грунта и мощности СТС за исторический период 1980-2024 гг. Построенные серии цифровых карт позволили получить детальную информацию о пространственно-временной структуре изменений ММГ за последние десятилетия.

ЛИТЕРАТУРА

Анисимов О.А., Анохин Ю.А., Лавров С.А., Малкова Г.В., Павлов А.В., Романовский В.Е., Стрелецкий Д.А., Холодов А.Л., Шикломанов Н.И. Континентальная многолетняя мерзлота, В кн. Методы изучения последствий изменений климата для природных систем., С.М. Семенов, (ред.), 2012: М. изд. ВНИИГМИ. с. 268-328.

PERMAFROST REANALYSIS: CURRENT STATE AND PERSPECTIVE OF FUTURE DEVELOPMENTS

Anisimov O.A, Morozov A.P.

State hydrological Institute, St.Petersburg, Russia

Dynamical permafrost of the State Hydrological Institute has been used for the reanalysis of the ground temperature and active-layer thickness in the historical period 1980-2024. Digital maps of these parameters provide detaiuled information about the spatial and temporal variations of permafrost properties in the past decades

Keywords: *permafrost, modeling, climate change, reanalysis*

REFERENCES:

Anisimov, O.A., Anokhin Y.A., Lavrov S.A., Malkova G.V., Pavlov A.V., Romanovsky V.E., Streletskiy D.A., Kholodov A.L., Shiklomanov N.I. Terrestrial permafrost, in book: Methods for evaluation of the climate change impacts on the environmental systems., S.M. Semenov, Editor: Moscow. 2012. P. 268-328.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-254-256

ВЛИЯНИЕ КОНВЕКЦИИ ВОЗДУХА В СНЕЖНОМ ПОКРОВЕ НА ПРОМЕРЗАНИЕ ЛЕЖАЩЕГО ПОД НИМ ГРУНТА

✉*Богородский П.В., Сидорова О.Р.*

ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия
✉*bogorodski@aari.ru*

Рассмотрена задача промерзания грунта, учитывающая конвекцию воздуха в его снежном покрове под влиянием температурного градиента. С использованием термодинамической модели получены количественные характеристики процесса при средних значениях входных параметров задачи. Показано, что влияние движений воздуха в снежных порах соизмеримо должно учитываться при расчётах наряду с метеорологическими факторами и теплофизическими свойствами замерзающих сред. Использованная модель может использоваться для расчёта образования плавучих льдов на поверхности водоёмов.

Ключевые слова: *промерзание грунта, снежный покров, термическая конвекция*

Общепринятый подход к математическому моделированию промерзания грунта не учитывает конвективный механизм теплопереноса в порах напочвенных покровов, несмотря на то, что реальные градиенты температур в снежном и растительном слоях могут превышать значения, необходимые для начала конвекции более, чем на порядок [*Жекамухов и Жекамухова*, *2002*]. Исключение составляет исследование [*Жекамухова*, *2006*] в котором в предположении постоянной глубины снега с использованием метода малого параметра было получено приближённое аналитическое решение задачи .

В настоящей работе для анализа эффективности конвективного теплопереноса в растущем снежном покрове использована постановка задачи, аналогичная [*Жекамухова*, *2006*]. Уравнение для расчёта основной характеристики процесса, движения фронта промерзания грунта с учётом конвекции может быть записано в виде

$$\frac{d\xi(t)}{dt} = -\frac{Q}{\rho_g L W} + \frac{\lambda_g}{\rho_g L W}\frac{T_a}{\xi(t) + (\lambda_g h_s / \lambda_s)[(\exp(b) - 1)/b]}. \qquad (1)$$

Здесь $\xi(t)$ – глубина промерзания грунта; t – время; Q – поток тепла к нижней поверхности мёрзлого слоя; ρ_g - плотность мёрзлого грунта; L - объёмная теплота фазовых превращений; W - влажность грунта; $\lambda_s = 0.138 - 1.01\rho_s + 3.233\rho_s^2$; и λ_s и ρ_s - плотность и коэффициент теплопроводности снега, соответственно; T_a – температура воздуха; $h_s = n\xi(t)$ – глубина снега; n - постоянная; $b = Mu\,h_s/\chi_s^*$ – коэффициент, характеризующий соотношение между конвективным и молекулярным переносом тепла (число Пекле); $M = (\varepsilon\rho_a c_a/\rho_s c_s)(1 + L_w^2\rho_{w0}/R_w\Theta_0^2\rho_a c_a)$ - коэффициент, учитывающий процессы конденсации и испарения пара при движении воздуха; $\varepsilon = 1 - \rho_s/\rho_i$ – пористость снега; c_a и c_s - коэффициенты удельной теплоёмкости воздуха и снега; ρ_a – плотность воздуха; R_w - газовая постоянная водяного пара; Θ_0=273.15K - константа; L_w - удельная теплота испарения льда; ρ_{w0} - насыщающая плотность пара при 0°C; $u = \varepsilon\beta g K(T_0 - T_a)/\nu$ - средняя скорость движения воздуха в снежном покрове; ν и β - коэффициенты кинематической вязкости и теплового расширения воздуха, соответственно; g - ускорение силы тяжести; $\chi_s^* = (\lambda_s/\rho_s c_s)(1 + L_w^2\rho_{w0}\lambda_s/R_w D_w\Theta_0^2)$ - эффективный коэффициент температуропр $K = 0.77d^2\exp(-0.078\rho_s)$ - проницаемость снега; d – диаметр частиц снега; оводности снега; D_w – коэффициент диффузии водяного

пара в воздухе; $T_0 = \xi(t)\lambda_s T_a / (\lambda_g h_s + \xi(t)\lambda_s)$ - температура границы «снег-лёд» [*Жекамухов и Шухова*, *1999; Sommerfeld and Rocchio, 1993*; *Sturm et al*., *1997*]. Нетрудно заметить, в отсутствии снега соотношение (1) переходит в классическое уравнение Стефана для определения глубины промерзания пород.

Рассматривая, для определённости, условия прибрежной зоны о. Западный Шпицберген, в качестве средних значений входных параметров задачи можно выбрать величины T_a = –10°C; ρ_s = 300 кг/м^3; W = 0.2; ρ_g = 2000 кг/м^3; n = 0.1; d = 0.001 м; Q= 0.1 Вт/м^2 [*Осокин и Сосновский*, *2014*]. Незначительный растительный покров грубодисперсных пород, типичных для данного района, из-за своего малого влияния на темпы промерзания, полагался отсутствующим. Для принятых аппроксимаций теплофизических характеристик снега и грунта средние значения параметров задачи составили $\chi_s^* \approx 7.16\times10^{-7}$ м^2/с; $M \approx 2.641\times10^{-3}$; $u \approx 9.51\times10^{-4}$ м/с; $\varepsilon \approx 0.673$; $K \approx 7.417\times10^{-9}$ м^2, что достаточно близко к данным измерений, приведённых в [*Жекамухов и Шухова*, *1999*].

Представление о глубине промерзания в течение первых 30 сут. в зависимости от скорости воздуха при средних значениях других входных параметров задачи даёт Табл. 1. В отличие от работы [*Жекамухова*, *2006*], для их расчёта разложения в ряды не использовалось

Таблица 1. Динамика глубины промерзания грунта, м на 5, 10, 15, 20, 25 и 30-ые сутки с начала льдообразования

t, сутки / *u*, м/с	5	10	15	20	25	30
0	0.254	0.360	0.441	0.509	0.569	0.624
10^{-4}	0.255	0.360	0.441	0.510	0.570	0.624
10^{-3}	0.256	0.363	0.445	0.515	0.576	0.632
10^{-2}	0.267	0.384	0.475	0.553	0.623	0.686

и уравнение (1) решалось численно. Как видно, зависимости темпов промерзания от скорости частиц u имеют нелинейный характер, причём скоростям воздуха до 10^{-3} м/с соответствуют темпы льдообразования, практически равные её нулевым значениям. Влияние конвекции начинает проявляться примерно при $u \geq 10^{-2}$ м/с. Следует отметить, что из-за принятой параметризации снегонакопления, более адекватно описывающих его динамику чем [*Жекамухова*, *2006*], разброс глубин снега на 30-ые сут. достигал 7 мм. Несмотря на сравнительно малую величину, наличие таких вариаций можно отнести к издержкам принятой постановки задачи, не имеющих, впрочем, принципиального значения, однако затрудняющих сравнение полученных результатов, особенно при высоких скоростях воздуха. Принципиально важный вопрос о максимальных величинах u остаётся открытым; пока можно лишь предположить, что при понижении температуры воздуха они могут превосходить значение 10^{-2} м/с и, следовательно, оказывать ещё большее влияние на движение фазового фронта, соизмеримое с влиянием других внешних и внутренних параметров задачи [*Хабибуллин, Солдаткин*, *2012*]. Таким образом, наряду с метеорологическими факторами и теплофизическими свойствами снега и грунта, на промерзание грунта может оказывать и конвективное движение воздуха в порах снежного покрова.

Использованный подход может быть также применён для расчёта эволюции плавучих льдов, нахождение которых на поверхности водоёмов обеспечивает существование необходимого для движения воздуха температурного градиента.

ЛИТЕРАТУРА

Жекамухов М.К., Жекамухова И.М. О конвективной неустойчивости воздуха в снежном покрове // Инженерно-физический журнал. 2002. Т. 75. № 4. С. 65–72.

Жекамухов М.К., Шухова Л.З. Конвективная неустойчивость воздуха в снеге // Прикладная механика и техническая физика. 1999. Т. 40. № 6. С. 54–59.

Жекамухова И.М. Расчет глубины промерзания почвы под снежным покровом с учётом конвекции воздуха в толще снега // Известия Кабардино-Балкарского научного центра РАН. 2006. № 2 (16). С. 28–36.

Осокин Н.И., *Сосновский А.В.* Экспериментальные исследования коэффициента эффективной теплопроводности снежного покрова на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2014. № 3 (127). С. 50–58. doi: 10.15356/2076-6734-2014-3-50-58

Хабибуллин И.Л., Солдаткин М.В. Динамика промерзания сезонного-талого слоя криолитозоны с учетом наличия снежного покрова // Вестник Башкирского университета. 2012. Т. 17 (2). С. 843–846.

Sommerfeld R.A., Rocchio J.E. Permeability measurements on new and equitemperature snow // Water Resources Research. 1993. Vol. 29. Is. 8. P. 2485–2490. doi: 10.1029/93WR01071

Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow // Journal of Glaciology. 1997. Vol. 43. Is. 143. P. 26–41. doi:10.3189/S0022143000002781

THE IMPACT OF AIR CONVECTION IN SNOW COVER ON THE UNDERLYING GROUND FREEZING

Bogorodskiy P.V., Sidorova O.R.

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

The problem of soil freezing was examined with consideration of air convection within the snow cover driven by temperature gradients. Quantitative characteristics of the process were derived using a thermodynamic model. The results show that the impact of convective air motion in snow pores on the freezing depth is comparable to that of another input parameters of problem. Consequently, this effect should be included in calculations alongside meteorological factors and the thermal properties of the freezing media. It is also demonstrated that the proposed model can be applied to simulate the freezing of floating ice on the surfaces of water bodies.

Keywords: *ground freezing, snow cover, thermal convection*

REFERENCES:

Zhekamuhov M.K., Zhekamuhova I.M. On convective instability of air in snow cover // J. Engineering Physics and Thermophysics. 2002. Vol. 75. № 4. P. 65–72 (in Russian).

Zhekamuhov M.K., Shukhova L.Z. Convective instability of air in snow // J.Applied Mechanics and Technical Physics. 1999. Vol. 40. № 6. P. 54–59 (in Russian).

Zhekamuhova I.M. Estimation of the depth of the soil freezing under the layer of snow considering the air convection in the mass of the snow// News of the Kabardino-Balkarian Scientific Center of the RAS. 2006. № 2 (16). P. 28–36. (in Russian).

Osokin N.I., Sosnovsky A.V. Field investigation of efficient thermal conductivity of snow cover on Spitsbergen // Ice and Snow. 2014. № 3 (127). P. 50–58. doi: 10.15356/2076-6734-2014-3-50-58 (in Russian).

Khabibullin I.L., Soldatkin M.V. Dynamics of freezing of the seasonal-thyawed layer of the cryolithozone taking into account the presence of snow cover // Bulletin of the Bashkir University. 2012. Vol. 17 (2). P. 843–846 (in Russian).

Sommerfeld R.A., Rocchio J.E. Permeability measurements on new and equitemperature snow // Water Resources Research. 1993. Vol. 29. Is. 8. P. 2485–2490. doi: 10.1029/93WR01071

Sturm M., Holmgren J., Konig M., Morris K. The thermal conductivity of seasonal snow // Journal of Glaciology. 1997. Vol. 43. Is. 143. P. 26–41. doi:10.3189/S0022143000002781

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-257-269

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЛАМА-ПЯСИНСКОГО РАЙОНА В ГОЛОЦЕНЕ

✉*Борцов А.В.*

РГПУ имени А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия
✉ *bav_mgt@mail.ru*

Приведены результаты собственных полевых исследований и архивных данных по изучению геокриологических условий Норило-Пясинского района. На наиболее удаленных и наименее изученных участках в истоке р. Пясины и в западной части котловины оз. Лама были проведены детальные полевые геокриологические исследования. Полученные данные послужили основой для разработки палеогеографического сценария для голоцена, на основании которого задавался ход изменения среднегодовой температуры на поверхности пород и моделировалось изменение температурного поля пород во времени. При проведении ретроспективных расчетов была определена мощность деятельного слоя, а также среднегодовая температура пород на подошве слоя сезонного оттаивания или промерзания в различные периоды голоцена для двух участков – на западном берегу оз. Лама и у истока р. Пясины. Геокриологические условия отличались динамичностью, т.к. напрямую зависели от температурного и влажностного климатических режимов. Установлено, что, несмотря на относительную близость указанных участков, в течение голоцена многолетнемерзлые породы у истока р. Пясины не оттаивали даже во время оптимума, тогда как среднегодовая температура пород на оз. Лама в период с 10000 до 4500 лет назад была положительной.

Ключевые слова: *голоцен, многолетнемерзлые породы, геокриологические условия, температурный режим пород, полевые геокриологические исследования, реконструкция палеогеографических условий*

Введение. Восстановление природных условий в голоцене является важной задачей, решение которой позволяет реконструировать геокриологические условия прошлого (особенности формирования и изменения температуры пород, реконструкции мощности слоя сезонного промерзания и протаивания) и прогнозировать их развитие в будущем. Район исследования расположен на стыке Западно-Сибирской и Северо-Сибирской низменностей, а также Среднесибирского плоскогорья (плато Путорана) и характеризуется относительно быстрыми и высокоамплитудными колебаниями климата.

Современные мерзлотные условия северных территорий во многом определяются палеогеографической историей их развития на протяжении четвертичного периода. В ледниковых районах динамика палеомерзлотных условий практически не изучена. Норило-Пясинский район - уникальный по сложности изменения природной обстановки в позднем неоплейстоцене и в голоцене, т.к. здесь происходили неоднократные длительные трансгрессии моря, многократные покровные и горные оледенения и формировалось огромное палеоозеро.

Изучаемый район представляет собой холмистую ледниковую равнину с хорошо развитой озерно-речной сетью (озера Пясино, Мелкое, Лама, реки Норильская и др.). Здесь распространены разновозрастные ледниковые, озерные и аллювиальные отложения, которым соответствуют определенные формы рельефа.

Изменения растительного покрова в пределах равнинной территории связаны с широтно-зональным изменением климатических условий, с различиями геолого-генетических типов отложений, а также гидрогеологической и геокриологической неоднородностью района. Граница лесотундры и северной тайги проходит на юге котловины оз. Пясино. В пределах западной части котловины оз. Лама развиваются елово-березовые и березово-лиственничные леса, не характерные для данных широт.

В результате сочетания ландшафтно-климатических условий и геолого-геоморфологического строения на территории обособляются три зоны: Северо-Сибирская низменность на севере, Норильская долина (с котловиной оз. Мелкого) и котловина оз. Лама. Общие закономерности изменения геокриологических условий равнинной территории в целом подчиняются законам широтной географической зональности, и определенным ландшафтным зонам соответствуют определенные геокриологические зоны.

На наиболее удаленных и наименее изученных участках в истоке р. Пясины и в западной части котловины оз. Лама (рис. 1) были проведены детальные полевые геокриологические исследования сотрудниками геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова в 1991-1992 гг. и в 1997 г. (при непосредственном участии автора) [*Melles et all., 2006*] по методике, разработанной под руководством В.А. Кудрявцева на кафедре геокриологии МГУ им. М.В. Ломоносова [*Методика…, 1979*]. На основе ландшафтного районирования территории на ключевых участках был проведен анализ закономерностей формирования среднегодовой температуры пород и глубины сезонного оттаивания (промерзания). За пределами ключевых участков полевые исследования имели рекогносцировочный характер, и оценка геокриологических условий выполнена на основе ландшафтного районирования и математического моделирования.

Так как данные непосредственных термометрических наблюдений ограничены, для установления закономерностей формирования среднегодовой температуры пород на указанных участках проведена количественная оценка влияния различных природных факторов на температуру пород и мощность сезонноталого (СТС) или сезонномерзлого (СМС) слоев по методу С.Н. Булдовича [*Булдович, 2001*]. Данная методика основана на анализе связи между температурным режимом пород и уровнем годового теплообмена в них. Расчет ведется через величину годовых теплооборотов, которые определяются целым рядом параметров ландшафтно-климатических и геологических факторов, среднегодовой температурой пород и мощностью СТС (СМС). Для каждого микрорайона были определены мощности СТС (СМС), а также среднегодовые температуры пород на подошве слоя сезонного оттаивания или промерзания (t_ξ).

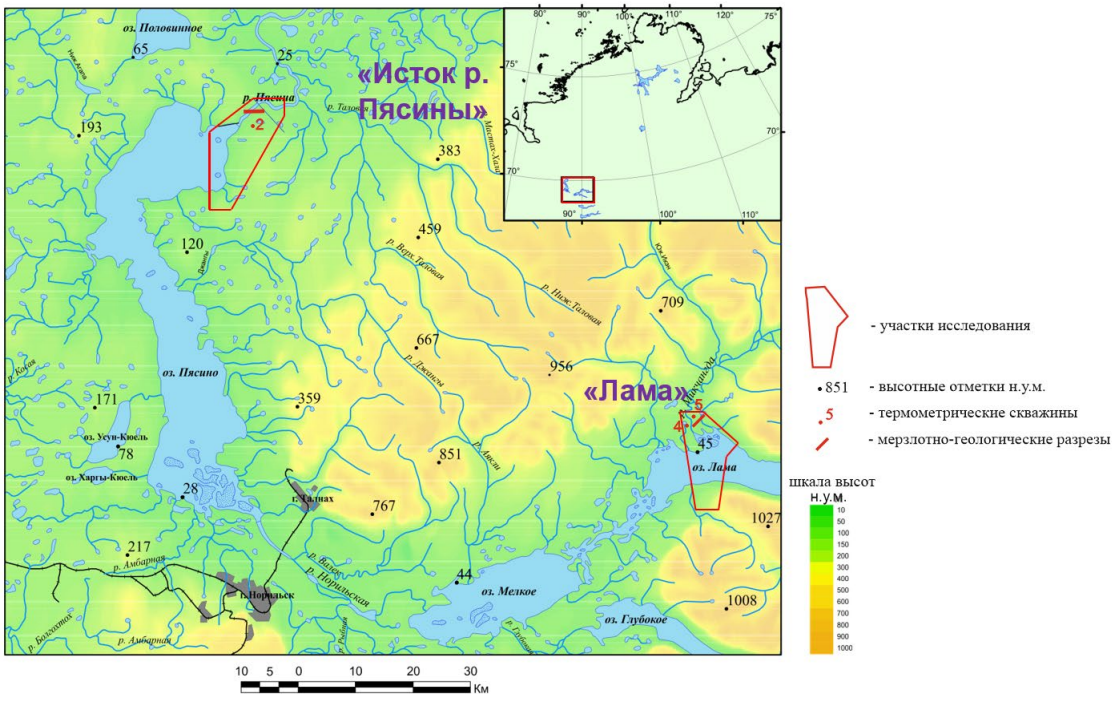


Рис. 1. Обзорная карта района исследований.

Оценка современной среднегодовой температуры пород

По результатам моделирования и фактическим данным на ландшафтной основе получены оценки современной среднегодовой температуры пород на подошве СТС (СМС).

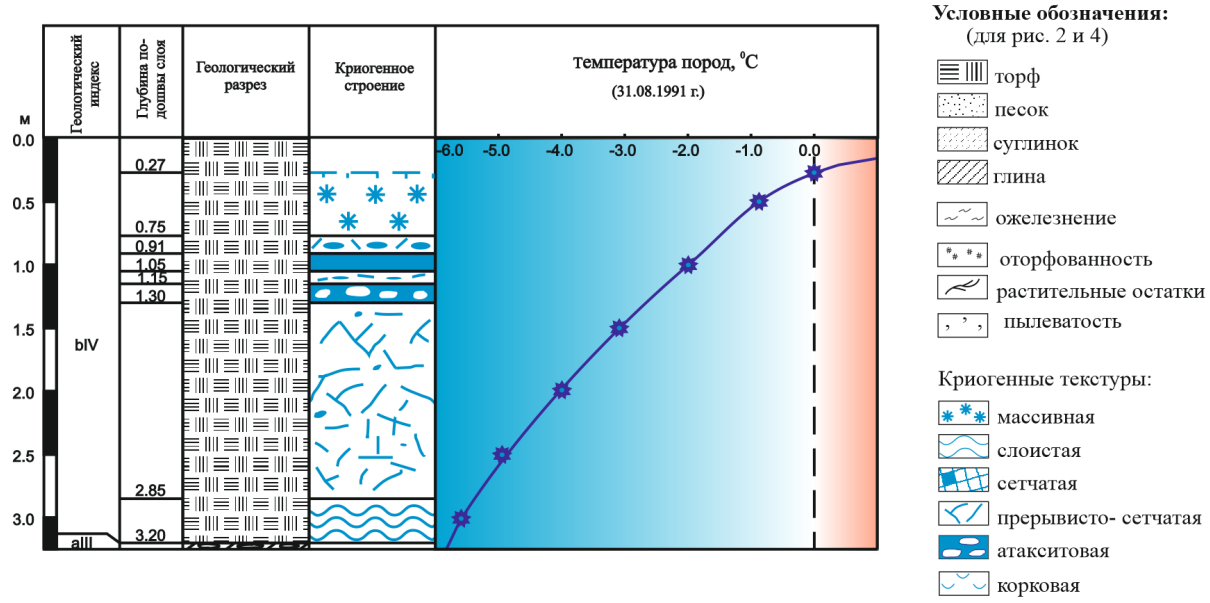


Рис. 2. Заболоченная котловина на междуречье в истоке р. Пясины (скв. 2-МГУ) (по материалам Норило-Пясинской экспедиции геологического ф-та МГУ).

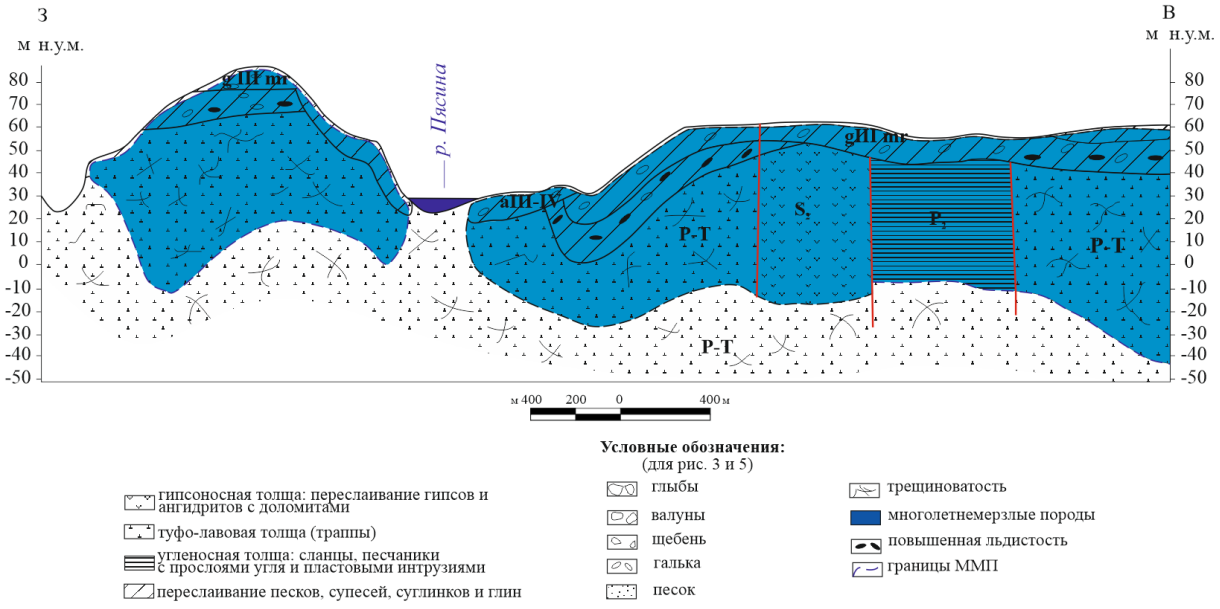


Рис. 3. Мерзлотно-геологический разрез в истоке р. Пясины (по материалам Норило-Пясинской экспедиции геологического ф-та МГУ).

Территория вокруг оз. Пясино и в истоке р. Пясины характеризуется сплошным распространением многолетнемерзлых пород (ММП) мощностью от 50 до 450 м. t_ξ изменяется от -7.8°С в торфяниках, где отсутствует древесно-кустарниковая растительность и маломощный снег, до -2…-4°С на песчаных и валунно-щебнистых отложениях На рис. 2 приводится температура пород (до -5,5 °С), измеренная в скважине, пробуренной на заболоченной котловине в истоке р. Пясины, а на рис. 3 на мерзлотно-геологическом разрезе в истоке р. Пясины отражается характер распространения ММП

мощностью до 100 м. В Норильской долине ММП не имеют повсеместного распространения, талики занимают здесь около 30 % всей площади. Мощность ММП изменяется от 10-15 до 150-200 м, а t_ξ от -0.1…-1 °С до -4…-5 °С. Западная часть котловины оз. Лама характеризуется прерывистым распространением ММП и высокими t_ξ, от +0.8 до -2.5 °С (рис. 4). В массивах пород, представленных песчаными разностями озерных и аллювиальных отложений, МПП, как правило, отсутствуют. В западной части котловины оз. Лама, по данным геофизических исследований экспедиции геологического факультета МГУ (Зайцев В.Н., Гурский Ю.Н., Лисицына О.М. и др. Промежуточный информационный отчет по теме: «Рекультивация объектов Норило-Пясинской водной системы». Фонды геол. ф- та МГУ, 1991, 1992), мощность ММП изменяется от 16 до 34 м при удалении от озера (рис. 5).

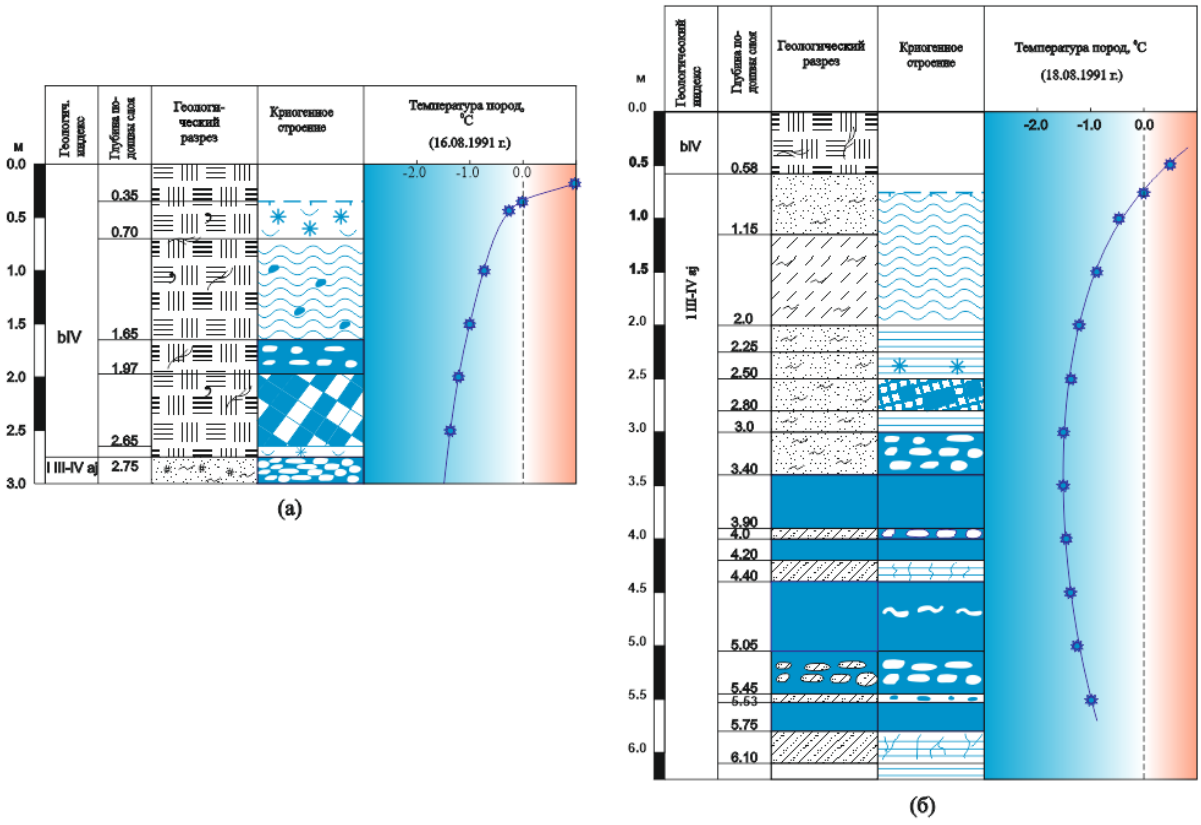


Рис. 4. II озерная терраса оз. Лама (а) - скв. 4-МГУ, (б) – скв. 5-МГУ
(по материалам Норило-Пясинской экспедиции геологического ф-та МГУ)

Таким образом, значения современных среднегодовых температур пород на подошве слоя сезонного промерзания-протаивания изменяются в широком диапазоне (от -7.8 до +0.8 ºС) и определяются комплексом ландшафтно-климатических условий. Относительно небольшие (для заполярного района) мощности ММП во многом определены ледниковой историей района, в том числе длительным существованием огромного пресноводного Вальковского водоема, достигшего своего максимального развития в каргинское время и включавшего в себя озера Пясино, Мелкое и Лама [*Шевелева, Хомичевская, 1967; Карпов, 1996*]. Промерзание вальковских отложений происходило по мере деградации древнего ледникового подпрудного водоёма сверху вниз эпигенетически в условиях открытой системы, в результате длительного процесса промерзания водоносных подозёрных таликов, при свободном подтоке к фронту промерзания таликовых вод. Характерной особенностью ленточных глин Норильской котловины является наличие в них, кроме

текстурообразующих, многоярусных пластовых сегрегационных льдов. Для северной части территории характерны погребенные ледниковые льды в муруктинской морене. Сочетание широтной ландшафтно-климатической зональности и истории геологического развития района выразилось в формировании наиболее суровых условий в окрестностях оз. Пясино. Геокриологические условия западной части котловины озера Лама являются слишком мягкими для района, расположенного почти на три градуса севернее полярного круга. Такое состояние обусловлено, кроме прочего, микроклиматом, характерным именно для западной части котловины оз. Лама.

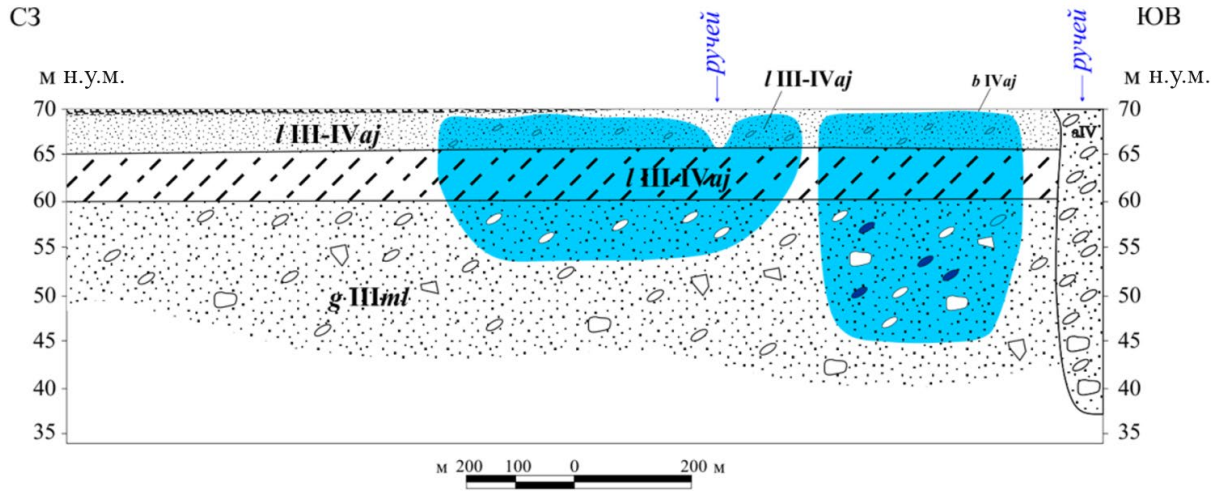


Рис. 5. Мерзлотно-геологический разрез на северном берегу оз. Лама
(по материалам Норило-Пясинской экспедиции геологического ф-та МГУ).

Реконструкция палеогеографических условий для голоценового времени

Несмотря на то, что события, происходившие в голоцене в южной части Таймыра, были весьма интересными и неоднозначными, фактических данных по этому вопросу, к сожалению, гораздо меньше, чем по другим территориям. Тем не менее, работы, выполненные на основе анализа данных полевых исследований, проводившихся в конце 90-х – начале 2000 гг., в частности [*Hahne, Melles, 1999; Koshkarova, 1995, Andreev et al., 2004*], позволяют уточнить хронологические границы периодов и более достоверно воссоздать те природные условия, которые были характерны для основных этапов развития Таймыра. Немаловажным аспектом в последние десятилетия при восстановлении природных условий в голоцене является переход от преимущественно качественных характеристик к количественным, связанных с развитием различных методов, разрабатываемых российскими учеными. В этой связи необходимо отметить, помимо информационно-статистического метода (ИСМ) В.А. Климанова, основанного на корреляции с климатическими показателями не отдельных видов, а всего спорово-пыльцевого спектра [*Климанов, 1976*], также относительно молодой метод функциональных типов растительности (ФТР) П.Е. Тарасова [*Tarasov, 1998*], позволяющий на основе ряда объективных количественных и качественных критериев реконструировать растительность по палинологическим данным. В основе метода П.Е. Тарасова лежит идея использования экологических групп или ФТР, выделяемых по ряду морфологических и биоклиматических признаков. Ценность методов заключается в возможности использования количественных критериев интерпретации палинологических данных, содержащих информацию разной степени детальности и полученных в разное время разными исследователями. Также метод ФТР позволяет одновременно проводить реконструкцию растительности и климата. Методики Климанова и Тарасова по восстановлению количественных характеристик климата были всесторонне апробированы

и на данный момент широко используются как российскими, так и зарубежными исследователями и в целом дают надежные результаты.

Реконструкция климатических условий района исследований была выполнена на основании данных палинологических и диатомовых исследований, а также изучения макроостатков растительности. Детальные палинологические [*Hahne, Melles, 1999*] и диатомовые [*Kienel, 1999*] исследования были выполнены в озерных осадках западной части оз. Лама. На основании данных по керну и ^{14}C датировок, полученных из торфяника на северном берегу озера (образцы отбирались с участием автора), были выявлены качественные и количественные характеристики климата и растительности [*Andreev et al., 2004*]. Палеоботанические исследования проводились в местах, расположенных между 68 и 70° с.ш. вдоль линии Соленая-Дудинка-Норильск-Хантайка-Кулюмбе-Лама-Аякли-Котуй [*Koshkarova, 1995*] и их целью было изучение палинологических данных и растительных остатков из торфяных болот.

Поскольку количественные палеоклиматические характеристики получены разными исследователями с использованием различных методик и имеют некоторые расхождения, в работе сделана попытка учесть весь спектр изменений климатических характеристик для моделирования геокриологических условий в различные периоды голоцена. В целом, характеристика природной обстановки для пребореального и более раннего времени принимается на основе данных В.А. Климанова и П.Е. Тарасова [*Andreev et al., 2004*], а для более позднего времени, учитывая детальность исследований по В.Л. Кошкаровой [*Koshkarova, 1995*].

Граница между неоплейстоценом и голоценом определена по резкому возрастанию количества пыльцы, спор и диатомовых водорослей в осадках [*Kienel, 1999*] (рис. 6).

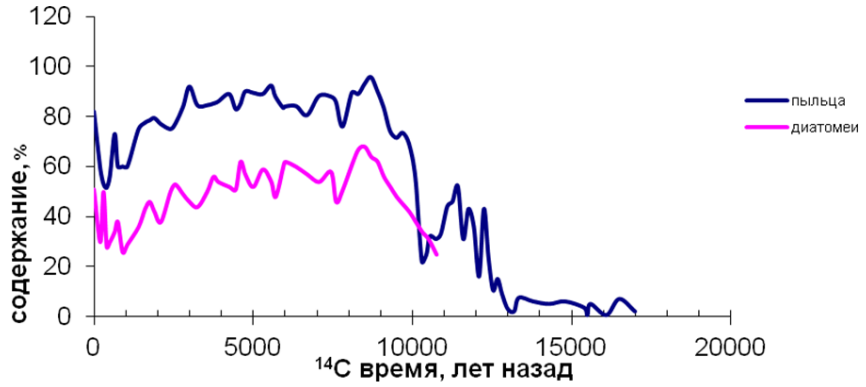


Рис. 6. Изменение содержания диатомей, а также пыльцы деревьев и кустарников (оз. Лама) по [*Kienel, 1999*].

Переход от сартана к голоцену характеризовался повышением температуры воздуха в течении беллинга, аллереда и предбореального периода с похолоданиями в среднем и молодом дриасе (рис. 7). В течении беллинга (13000-12300 л.н.) была развита плотная злаково-травянистая тундра и температура июля по данным П.Е. Тарасова [*Andreev et al., 2004*] была на 2 °С ниже современной.

Средний дриас (12300-12000 л.н.) имел короткую продолжительность, понижение температуры воздуха отмечается по отчетливому сокращению пыльцы деревьев, отсутствию кустарников и распространению артемизии, средние температуры воздуха в июле понижались на 3 °С.

В течении межстадиала аллерёд (12000-11000 л.н.) имело место незначительное потепление и распространение кустарниковых берез и ив, июльская температура воздуха была на 1 градус ниже современной.

В молодом дриасе (11000 – 10300 л.н.) отмечается некоторое похолодание, которое привело к сильному сокращению березового кустарника [*Hahne, Melles, 1999*]. Спорово-

пыльцевые спектры для вальковских отложений в Норильском районе, к которым привязана дата 10700±200 л. н., указывают на распространение в это время заболоченной тундры. Выше содержание пыльцы деревьев резко увеличивается [*Кинд, 1974*].

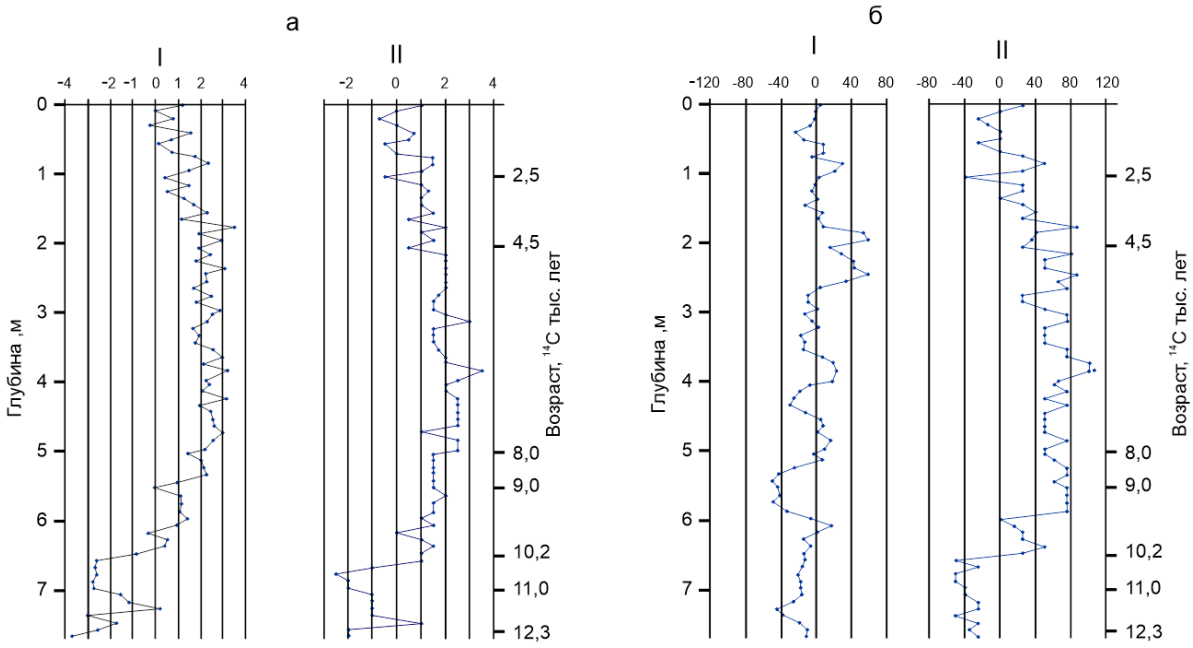


Рис. 7. Реконструкция аномалий (а) - среднеиюльской температуры, °С, и (б) - годового количества осадков, мм, по пыльцевым спектрам из донных осадков оз. Лама, полученная методом ФТР (I) и информационно-статистическим методом (II) по [*Andreev et al., 2004*].

Поздний пребореальный и бореальный периоды четко представляют голоценовый климатический оптимум. Пребореальный период голоцена характеризуется широким распространении ассоциаций карликовой березы и кустарниковой ивы (вероятно, аналогичным в современной кустарниковой тундре) около 10 300-9000 лет назад. Высокое содержание пыльцы лиственницы, датируемое примерно 9700-9600 годами ^{14}C, указывает на то, что в то время лиственничный лес уже существовал вблизи озера Лама. Такие пики, датируемые примерно 9600-9000 годами назад, характерны также для пыльцы и макрофоссилий растений Западной Сибири, юго-западного Таймыра и восточного Таймыра. Лиственничный лес доминировал в растительности 9600-9000 лет назад [*Andreev et al., 2004*]. В бореале (9000-8000 л.н.) разреженные березовые леса замещаются густым лиственнично-еловым лесом в районе оз. Лама, характерным для южной тайги. Климатические условия были следующие (Табл. 1): среднеянварская температура воздуха (T_I) приближенно - на 4 °С выше современной, среднеиюльская (T_{VII}) – на 2 °С выше, осадки холодного периода (Рх) – примерно на 50 мм меньше, теплого (Рт) – на 80 мм больше, чем в настоящее время [*Koshkarova, 1995*]. В то же время, по данным Климанова и Тарасова, среднеянварская температура отличалась от современной на 1-2 °С, а среднеиюльская на 1 °С [*Andreev et al., 2004*].

Переход от бореала к атлантическому периоду (8000 л. н.) характеризовался значительным уменьшением пыльцы деревьев, указывая на незначительное понижение температуры воздуха. Атлантический период характеризовался интенсивным болотообразованием и накоплением гипнового и осокового торфа [*Andreev et al., 2004; Koshkarova, 1995*]. Состав леса существенно изменяется относительно предыдущего периода. Среди основных лесообразующих пород были лиственница, береза и ель, причем доля последней сократилась [*Гитерман и др., 1970*]. Южная тайга замещается заболоченной разновидностью северной тайги. Увеличивается площадь зарослей ольхи. Роль типичных таежных видов в травянистом покрове сокращается за счет расширения болотных видов. Наши полевые исследования в районе оз. Лама также показали, что для

этого периода характерно повышенное торфообразование. Для образцов торфа, отобранных в западной части оз. Лама, получены следующие радиоуглеродные датировки): 6860 л.н., 5970 л.н. и 4560 л.н.

Табл. 1. Реконструкция климатических условий в голоцене

		по [*Хотинский, 1977*]			по [*Andreev et al., 2004; Koshkarova, 1995*]		
Глобальное деление голоцена	Символ	Периоды по Блитт-Сернандеру	Подпериоды	Начало хронозон, лет назад	Δt_{VII}, °C	Δt_I, °C	ΔP, мм
Поздний голоцен	Hl_4 Q_{IV}^4	Субатлантический SA	SA^2 поздний	1000			
			SA^1 ранний	2500	-0.5	-1	0
Средний голоцен	Hl_3 Q_{IV}^3	Суббореальный SB	SB^2 поздний	3000			
			SB^1 ранний	4500	1.5	1	+20
		Атлантический AT	AT^2 поздний	6500	2.0	5.0	+80
			AT^1 ранний	8000	2.0	1.0	+20
Ранний голоцен	Hl_2 Q_{IV}^2	Бореальный BO	BO^2 поздний	8500	2	5	+60…+80
			BO^1 ранний	9000			
		Пребореальный PB		10000	1.0	2.0	+60
Древний голоцен	Hl_1 Q_{IV}^1	Молодой дриас DR^3		11000	-2.0	-3.0	-40
		Аллерёд AL		12000	-1.0	-2.0	-40…-20
		Средний дриас DR^2		12300			

Климатические изменения в течении периода от 8000 до 6500 л. н. выразились в увеличении температуры воздуха и увеличении количества осадков относительно предшествующего периода, при этом среднегодовая температура и годовые осадки превышали современные. Так, T_I приближенно на 1°С выше современной, T_{VII} - на 2 °С выше, P_x - примерно на 130 мм больше, $P_т$ - на 180 мм больше, чем в настоящее время. Во вторую половину атлантического периода (6500-4500 л.н.) лесной покров представлял собой смешанный заболоченный лес из ели, березы, лиственницы и даже пихты (по палинологическим данным). Реконструированные климатические условия были следующие: T_I приближенно на 5 °С выше современной, T_{VII} - на 2 °С, P_x - примерно на 50 мм меньше, $P_т$ - на 120 мм больше, чем в настоящее время. Интенсивность торфонакопления была меньше, чем в первую половину периода. Эти данные хорошо согласуются с выводами А.А. Величко о том, что атлантический период характеризовался довольно высокой теплообеспеченностью, особенно в интервале 6000-5500 л.н., который принимается за климатический оптимум голоцена. При этом, отклонения зимних температур были более значительными, чем летних. Отклонения июльских температур достигали наибольших значений (до 4 °С) в высоких широтах, к северу от 65° с.ш. [*Величко, 1994*]. Лесотундра, представленная елово-лиственничными редколесьями с участием древовидной березы, распространилась на 150-200 км севернее ее современного положения. На Таймыре, на левобережье р. Хатанги, встречается древесина лиственницы, относящаяся по радиоуглеродным датам ко второй половине атлантического периода [*Величко, 1994*].

Суббореальный период (4500-2500 л. н.) по изменению пыльцы ели можно разделить на два холодных интервала, разделенных потеплением [*Hanhe, Melles, 1999*]. Возросла лесообразующая роль лиственницы и березы с еловыми и березовыми редколесьями,

сменяющимися зарослями березы. Также широко была распространена ольха, а сосна встречалась редко. Кустарниковые формы березы и ивы начали играть заметную роль в кустарниково-травянистом покрове. Виды бореальной тайги полностью исчезли. Температура воздуха по сравнению с предыдущим периодом понижается и климатические условия приближаются к современным.

Субатлантический период начался с ухудшения климатических условий и, соответственно, обеднения растительного покрова. В первую половину периода были распространены разреженные лиственничники и кустарниковая тундра. Климатические условия: T_I на 1° ниже современной, T_{VII} - на 0.5° ниже, P_x - на 30 мм меньше, $P_т$ - на 20 мм меньше, чем в настоящее время. Во второй половине периода имело место новое наступление лиственничных лесов с елью, что характерно при улучшении климатических условий.

Расчет среднегодовой температуры пород и мощности деятельного слоя в голоцене. Расчет t_ξ и мощности СТС (ограниченного снизу многолетнемерзлыми породами) и СМС (подстилаемого толщей немерзлых грунтов) в голоценовое время проводился по методу С.Н. Булдовича для всех периодов, выделяемых в модернизированной шкале Блитт-Сернандера [*Хотинский, 1977*], поскольку они отражают все региональные палеоклиматические изменения.

На основе вышеизложенного палеогеографического сценария для периода 13 000 лет задаются скачкообразные изменения температуры воздуха, мощности снега, характера растительности и напочвенных покровов. Геологический разрез в расчетной области принимался с учетом представлений о геологическом строении участка исследований, при этом в расчетах учитывался реальный ход торфонакопления. В зависимости от мощности торфяных отложений изменялись теплофизические свойства и теплота фазовых переходов пород, принятые при моделировании. Для проведения ретроспективных расчетов была выбрана II терраса на западном берегу оз. Лама, сложенная аяклинскими и водно-ледниковыми отложениями, а также поверхность ледниковых отложений в зоне лесотундры на участке истока р. Пясины.

Результаты численного математического моделирования приведены в таблицах 2 и 3 и на рис.8.

Табл. 2. Результаты определения среднегодовой температуры пород на подошве слоя сезонного оттаивания или промерзания (t_ξ) и мощности СТС (СМС) (ξ, м) по хронопериодам голоцена на участке II террасы оз. Лама

	Период	ΔT_{VII}, °C	ΔT_I, °C	$h_{сн}$, м	напочвенный покров	t_ξ, ^{0}C	ξ, м
SA[1]	2500-1000	-0,5	-1	0.77	мохово-торфяной	-2.8	0.9
SB	4500-2500	1,5	1	0.8	мохово-торфяной	-0.3	1.1
AT[2]	6500-4500	2	5	0.7	мохово-торфяной	2.0	1.4
AT[1]	8000-6500	2	1	0.9	моховой	1.2	1.0
BO	9000-8000	2	5	0.7	моховой	2.4	1.5
PB	10000-9000	1	2	0.65	моховой	0.8	1.4
DR[3]	11000-10000	-2	-3	0.55	лишайниковый маломощный	-3.8	1.0
AL	12000-11000	-1	-2	0.5	лишайниковый маломощный	-3.3	1.1

Табл. 3. Результаты определения среднегодовой температуры пород на подошве слоя сезонного оттаивания (t_ξ) и мощности СТС по хронопериодам голоцена на участке ледниковых отложений (gQ_2^3m) у истока р. Пясины

	Период	ΔT_{VII}, °C	ΔT_I, °C	$h_{сн}$, м	напочвенный покров	t_ξ, ^{0}C	ξ, м
SA^1	2500-1000	-0,5	-1	0,4	моховой	-6.2	0.4
SB	4500-2500	1,5	1	0,4	моховой	-3.9	0.9
AT^2	6500-4500	2	5	0,3	моховой	-2.0	1.0
AT^1	8000-6500	2	1	0,5	моховой	-2.5	0.9
BO	9000-8000	2	5	0,3	моховой	-1.9	1.0
PB	10000-9000	1	2	0,3	моховой	-5.2	0.8
DR^3	11000-10000	-2	-3	0,2	лишайниковый маломощный	-8.8	0.5
AL	12000-11000	-1	-2	0,1	лишайниковый маломощный	-8.8	0.6

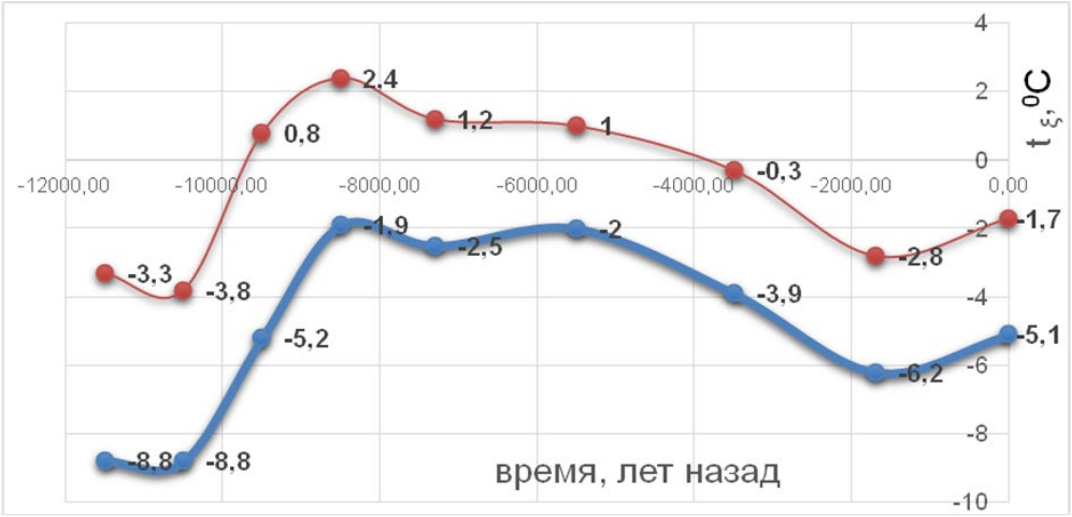


Рис. 8. Изменение температуры пород на подошве слоя сезонного оттаивания или промерзания в голоцене на II террасе оз. Лама (красный) и на моренных отложениях у истока р. Пясины (синий).

Восстановление природных условий в голоцене позволило реконструировать важнейшие геокриологические условия прошлого - особенности формирования и изменения температуры пород на подошве СТС (СМС), определить мощность этих слоев на двух участках Норило-Пясинского района. Район исследования в голоцене характеризуется относительно быстрыми и высокоамплитудными колебаниями климата. На двух участках на протяжении голоцена прослеживается отчетливая тенденция резких колебаний среднегодовой температуры и глубины деятельного слоя. Амплитуда среднегодовой температуры пород на подошве СТС (СМС) в различные периоды голоцена для двух участков несколько различается. Так, на участке «исток р. Пясины» мощность деятельного слоя изменяется более, чем в два раза (от 0.4 до 1.0 м), а на «участке оз. Лама» колебания несколько меньше (от 0.9 до 1.5 м). Среднегодовая температура пород на участке «исток р. Пясины» была отрицательной даже во время голоценового оптимума, при этом среднегодовая температура пород на «участке оз. Лама» в период с 10000 до 4500 лет назад была положительной. Только в период после голоценового оптимума при понижении температуры воздуха среднегодовые температуры пород на данном участке принимают отрицательные значения.

ЛИТЕРАТУРА

Булдович С.Н. Экспресс-метод оценки и прогнозирования температурного режима многолетнемерзлых пород // Материалы Второй конференции геокриологов России, МГУ им. М.В. Ломоносова, 6 – 8 июня 2001 г. Т. 2. С. 61-70.

Величко А.А., Андреев А.А., Климанов В.А. Динамика растительности и климата в тундровой и лесной зонах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене. В кн.: Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15000 лет. Под ред. А.А. Величко. М., ИГ РАН. 1994. С. 4-60.

Гитерман Р.Е., Голубева Л.В., Коренева Е.В., Скиба Л.А. О колебаниях границы леса в верхнем плейстоцене и голоцене на севере Азии (по данным спорово-пыльцевого анализа) // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Гидрометеоиздат, Ленинград. 1970. С. 236-242.

Карпов Е.Г., Барановский Е.Л. Палеогеографические условия формирования льдистости одновозрастных ленточных глин опорных разрезов Енисейского Севера // Тр. первой конф. геокриологов России. Т. 1. М., Изд-во МГУ, 1996, с. 223-232.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным // Тр. ГИН. 1974. вып. 257, 255 с.

Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестник Московского ун-та. География. 1976. № 2. С. 92-98.

Методика мерзлотной съемки / Под ред. проф. В.А. Кудрявцева. Изд-во МГУ, 1979. 358 с.

Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М., Наука, 1977. 198 с.

Шевелева Н.С., Хомичевская Л.С. Геокриологические условия Енисейского севера. М., Наука, 1967. 128 с.

Andreev A.A., Tarasov P.E., Klimanov V.A., Melles M, Lisitsyna O.M., Hubberten H.-W. Vegetation and climate changes around the Lama Lake, Taymyr Peninsula, Russia during the Late Pleistocene and Holocene // Quaternary International. 2004. Vol. 122. Is. 1. P. 69-84. doi: 10.1016/j.quaint.2004.01.032

Hahne J., Melles M. Climate and vegetation history of the Taymyr Peninsula since Middle Weichselian time - palynological evidence from lake sediments // Land – ocean systems in the Siberian Arctic / H. Kassens et al. (eds). 1999, pp. 407-424. doi: 10.1007/978-3-642-60134-7_33

Kienel U. Late Weichselian to Holocene Diatom Succession in a Sediment Core from Lama Lake, Siberia and Presumed Ecological Implications / Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamics and History. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1999. P. 377-405. doi: 10.1007/978-3-642-60134-7_32

Koshkarova V.L. Vegetation response to global and regional environment change on the Taymyr Peninsula during the Holocene // Polar Geography. 1995. Vol. 19. Is. 2. P.145-1 doi: 10.1080/10889379509377566

Tarasov P.E., Cheddadi R., Guiot J., Bottema S., Peyron O., Belmonte J. A method to determine warm and cool steppe biomes from pollen data; application to the Mediterranean and Kazakhstan Regions // J.Quat.Sci. 1998. Vol.13. Is. 4. P 335-344. doi: 10.1002/(SICI)1099-1417(199807/08)13:4<335::AID-JQS375>3.0.CO;2-A

Melles M., Bolshiyanov D. Yu., Lisitzina O., Wagner B. (Eds.). Field evidence for the Late Quaternary climatic and environmental history of the southern Taymyr Peninsula, Central Siberia // Leipziger Geowissenschaften, band 15/16, Leipzig, 2006, pp. 1-112.

FEATURES OF THE FORMATION OF THE GEOCRYOLOGICAL CONDITIONS OF THE LAMA-PYASINSKY DISTRICT IN THE HOLOCENE

Bortsov A.V.

A.I. Herzen Russian State Pedagogical University, Saint Petersburg, Russia

The results of our own field research and archival data on the study of the geocryological conditions of the Noril-Pyasinsky district are presented. In the most remote and least studied areas at the source of the Pyasina River and in the western part of the lake basin. Lama conducted detailed field geocryological studies. The data obtained served as the basis for the development of a paleogeographic scenario for the Holocene, on the basis of which the course of changes in the average annual temperature on the rock surface was determined and the change in the temperature field of rocks over time was modeled. During retrospective calculations, the thickness of the active layer was determined, as well as the average annual temperature of rocks at the bottom of the layer of seasonal thawing or freezing during different periods of the Holocene for two sites on the western shore of Lama Lake and at the source of the Pyasina river. Geocryological conditions are characterized by rapid variability, as they directly depend on the characteristics of the climate, especially temperature and humidity conditions. It was found that, despite the relative proximity of these sites, during the Holocene, permafrost rocks at the source of the Pyasina River did not thaw even during the optimum, whereas the average annual temperature of rocks on Lake Lama in the period from 10.000 to 4.500 years ago was positive.

Keywords: *Holocene, permafrost rocks, geocryological conditions, temperature regime of rocks, field geocryological studies, reconstruction of paleogeographic conditions*

REFERENCES:

Buldovich S.N. An express method for assessing and predicting the temperature regime of permafrost rocks. Proceedings of the Second Conference of Geocryologists of Russia, Lomonosov Moscow State University, June 6 – 8, 2001. Vol. 2. P. 61-70.

Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A. Dynamics of vegetation and climate in the tundra and forest zones of Northern Eurasia in the Late Glacial and Holocene. In: Short-period and abrupt landscape and climatic changes over the past 15,000 years. Ed. A.A. Velichko, Moscow, IG RAS. 1994. P. 4-60.

Giterman P.E., Golubeva L.V., Koreneva E.V., Skiba L.A. On forest boundary fluctuations in the Upper Pleistocene and Holocene in Northern Asia (according to spore-pollen analysis) // The Arctic Ocean and its coast in the Cenozoic. Hydrometeoizdat, Leningrad, 1970, p. 236-242.

Karpov E.G., Baranovsky E.L. Paleogeographic conditions for the formation of ice content of single-age ribbon clays of the support sections of the Yenisei North // Proceedings of the 1st Conference of Geocryologists of Russia. Book 1, Moscow, 1996. P. 223-232.

Kind N.V. Geochronology of the late anthropogenic period according to isotopic data // Tr. GIN, 1974. Issue 257, 255 p.

Klimanov V.A. On the methodology for restoring quantitative characteristics of the climate of the past // Vestn. Moscow time. un-ta. Geography. 1976. № 2. P. 92-98.

Permafrost survey technique / Edited by prof. V.A. Kudryavtsev. Moscow State University Publishing House, 1979. 358 p.

Khotinsky N.A. Holocene of Northern Eurasia, Moscow, Nauka Publ., 1977. 198 p.

Sheveleva N.S., Khomichevskaya L.S. Geocryological conditions of the Yenisei North. Moscow, Nauka, 1967. 128 p.

Andreev A.A., Tarasov P.E., Klimanov V.A., Melles M, Lisitsyna O.M., Hubberten H.-W. Vegetation and climate changes around the Lama Lake, Taymyr Peninsula, Russia during the Late Pleistocene and Holocene // Quaternary International. 2004. Vol. 122. Is. 1. P. 69-84. doi: 10.1016/j.quaint.2004.01.032

Hahne J., Melles M. Climate and vegetation history of the Taymyr Peninsula since Middle Weichselian time - palynological evidence from lake sediments // Land – ocean systems in the Siberian Arctic / H. Kassens et al. (eds). 1999, pp. 407-424. doi: 10.1007/978-3-642-60134-7_33

Kienel U. Late Weichselian to Holocene Diatom Succession in a Sediment Core from Lama Lake, Siberia and Presumed Ecological Implications / Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamics and History. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1999. P. 377-405. doi: 10.1007/978-3-642-60134-7_32

Koshkarova V.L. Vegetation response to global and regional environment change on the Taymyr Peninsula during the Holocene // Polar Geography. 1995. Vol. 19. Is. 2. P.145-1 doi: 10.1080/10889379509377566

Tarasov P.E., Cheddadi R., Guiot J., Bottema S., Peyron O., Belmonte J. A method to determine warm and cool steppe biomes from pollen data; application to the Mediterranean and Kazakhstan Regions // J.Quat.Sci. 1998. Vol.13. Is. 4. P 335-344. doi: 10.1002/(SICI)1099-1417(199807/08)13:4<335::AID-JQS375>3.0.CO;2-A

Melles M., Bolshiyanov D. Yu., Lisitzina O., Wagner B. (Eds.). Field evidence for the Late Quaternary climatic and environmental history of the southern Taymyr Peninsula, Central Siberia // Leipziger Geowissenschaften, band 15/16, Leipzig, 2006, pp. 1-112.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-270-275

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВОГО МОНИТОРИНГА ТЕРМОЦИРКОВ НА ЦЕНТРАЛЬНОМ ЯМАЛЕ В 2025 г.

✉ *Бурдак Д.В.[1], Хомутов А.В.[2,1], Данько М.М.[2]*

[1] Тюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия
[2] Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия
✉ *dasha.burdak@mail.ru*

Представлены результаты мониторинга термоцирков на Центральном Ямале за период 2019-2025 гг. Основное внимание уделено динамике развития термоцирков, формированию новых форм рельефа и оценке скорости склоновых криогенных процессов на основе данных полевых наблюдений. Прослеживается общая тенденция к увеличению количества и площади термоцирков, связанная с усилением активности термоденудационных процессов, как следствием климатических изменений в Арктическом регионе. Наибольшей динамикой отличаются термоцирки, вскрывающие мощные залежи пластового льда.

Ключевые слова: *термоцирки, мониторинг, Центральный Ямал, мерзлые породы, криогенные процессы*

Введение. Термоцирки на Центральном Ямале могут рассматриваться как ключевые индикаторы, позволяющие отслеживать динамику деградации многолетнемерзлых пород в результате активности склоновых криогенных процессов и служит индикатором климатических изменений в арктическом регионе. Изучение динамики термоцирков позволяет не только определить степень устойчивости ландшафтов к тепловым воздействиям, но и прогнозировать возможные сценарии трансформации геосистем под влиянием глобального потепления [*Бабкина и др., 2019; Хомутов и др., 2024*]. Ранее установлено, что с начала 2010-х гг. на Центральном Ямале наблюдается усиление термоденудационных процессов [*Бабкина и др., 2019; Хомутов и др., 2024*], приводящее к формированию термоцирков и дальнейшему увеличению их площадей. Основным фактором формирования термоцирков является увеличение глубины сезонного протаивания за счет потепления климата и последующее достижение сезонным протаиванием кровли пластового льда на склонах, приводящее к формированию криогенных оползней течения с дальнейшим вытаиванием вскрывшегося пластового льда [*Лейбман, Кизяков, 2007; Бабкина и др., 2019*].

Исследования показывают, что динамика термоцирков не является равномерной: после периода интенсивного роста (2015–2018 гг.) часть форм перешла в стадию стабилизации, однако начиная с 2020 г. вновь наблюдается рост активности, особенно там где термоцирками вскрываются мощные залежи пластового льда.

Территория и методы исследования. Исследования проводятся в районе научного стационара «Васькины Дачи» [*Лейбман, Хомутов, 2019*], расположенного в центральной части полуострова Ямал (рис. 1). Территория характеризуется типичными для арктической зоны условиями: распространением сплошной многолетней мерзлоты мощностью до нескольких сотен метров, наличием мощных залежей пластового подземного льда и развитием многочисленных криогенных форм рельефа.

Район стационара представляет собой пологоволнистую озерно-аллювиальную равнину, сложенную преимущественно песчано-глинистыми отложениями. Активное развитие термоцирков здесь началось после аномально жаркого лета 2012 г., что сделало этот полигон эталонным для изучения динамики термоденудации. Мониторинг на данной территории проводится сотрудниками Института криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН начиная с 2012 г. [*Khomutov et al., 2017*] и в настоящий момент может считаться одной из наиболее длительных серий наблюдений за термоцирками в Российской Арктике.

Начиная с 2018 г., основной методикой полевых работ является использование беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) для аэрофотосъёмки высокого разрешения. Для фиксации положения бровок проводилась БПЛА-съемка с последующим построением ортофотопланов в программе Agisoft Metashape Pro.

Продолженный в 2020-2021 гг. мониторинг с использованием модуля Digital Shoreline Analysis System (DSAS) в ГИС-пакете ESRI ArcGIS показал существенную скорость отступания бровок термоцирков, находившихся в период с 2017 по 2021 г. в стадии активного роста [*Тарасевич и др., 2022*].



Рис.1. Местоположение термоцирков, наблюдаемых полевыми методами в 2025 г.

Основным аналитическим параметром при мониторинге выступает площадь термоцирка и динамика отступания его бровки. Оценка ежегодного прироста площадей термоцирков после 2019 г. проведена путем совмещения и сравнения ортофотопланов разных лет в ГИС-пакете ESRI ArcGIS. Это позволяет количественно оценить ежегодный прирост площадей и выделить периоды наиболее активного роста. Для обеспечения сопоставимости данных все используемые ортофотопланы за предыдущие годы (2021-2024 гг.), так же, как и материалы мониторинга 2025 г., построены на основе БПЛА-съемок, проводимых во второй половине августа.

Результаты. В конце августа 2025 г. в результате полевого мониторинга было обследовано 6 термоцирков, включая как наблюдаемые с 2012-2013 гг, так и более свежие (ТЦ-2m, возникший и обнаруженный в 2020 г., и ТЦ-Э, обнаруженный в 2023 г.). Данные мониторинга за период 2019-2025 гг. представлены в таблице 1. Положение бровок за 2019-2025 гг. показаны на рисунке 2.

Для термоцирков, сформировавшихся в 2012–2013 гг. (ТЦ-2, ТЦ-5), к 2025 г. характерна тенденция к стабилизации (рис. 2г). Наиболее показателен пример ТЦ-2, который к 2025 г. окончательно перешел в стадию зарастания, что свидетельствует о завершении его активной фазы развития (рис. 3).

Табл. 1. Результаты мониторинга термоцирков за период 2019-2025 гг.

Год	Площадь термоцирков (прирост), м^2					
	ТЦ-2	ТЦ-2m	ТЦ-4,4a	ТЦ-5	ТЦ-5n	ТЦ-Э
2019	7519	-	5068	8296	8864	-
2020	7669(+150)	166	5541(+473)	9295(+999)	12191(+3327)	
2021	нд	1569(+1403)	5934(+393)	10505(+1210)	16877(+4686)	
2022	7889(+220)	1692(+142)	нд	нд	нд	
2023	нд	нд	6462(+528)	11456(+951)	25388(+8511)	345
2024	7914(+56)	1819(+127)	6512(+59)	11616(+160)	30596(+5208)	425(+80)
2025	z	1866(+37)	6570(+58)	11927(+311)	34355(+3759)	471(+46)

Примечание: нд – нет данных, z – признан заросшим

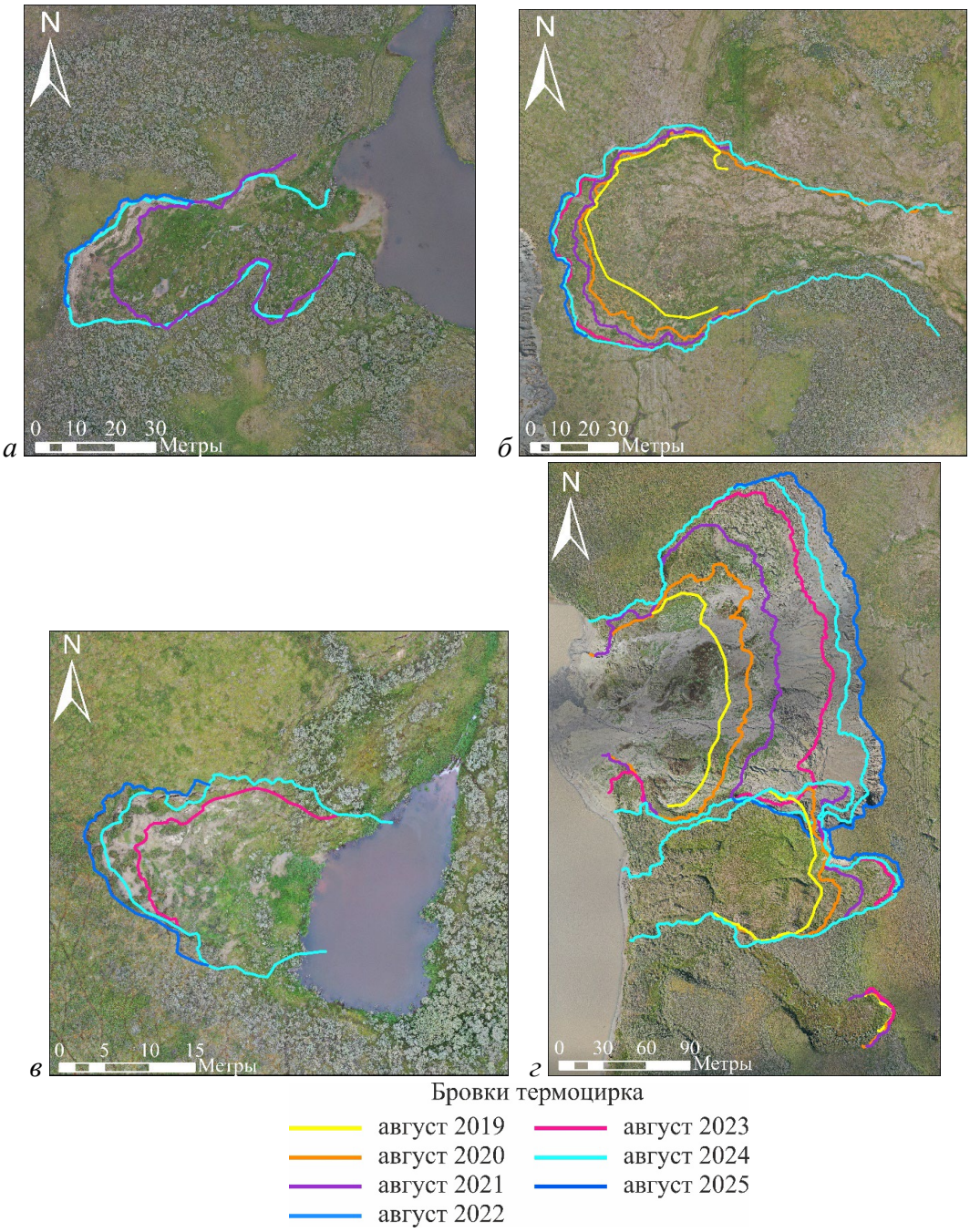


Рис. 2. Изменение положения отступающей бровки термоцирков: а. ТЦ-2m.; б. ТЦ-4,4a; в. ТЦ-Э; г. ТЦ-5n (вверху), ТЦ-5 (по центру) и ТЦ-5m (внизу). В качестве подложек использованы актуальные ортофотопланы на основе БПЛА-съемки в 2025 г.

Термоцирк ТЦ-5n сохраняет максимальные среди всех наблюдаемых в настоящее время термоцирков темпы роста (рис. 4). К 2025 г. его площадь достигла 34,3 тыс. м^2. Ключевым индикатором активности является состояние ледяной стенки: в 2024–2025 гг. её протяженность превышала 600 м. Указанные данные подтверждают продолжающуюся активную деградацию мощных залежей пластового льда.

ТЦ-2m и ТЦ-Э продолжают развитие, но темпы умеренные, особенно по сравнению с ТЦ-5n.



Рис. 3. Обзорное БПЛА-фото заросшего ТЦ-2



Рис. 4. Обзорное БПЛА-фото активного ТЦ-5n

Заключение. По итогам мониторинга 2025 г. и результатам анализа данных предыдущих лет, можно сделать вывод, что процессы термоденудации на Центральном Ямале остаются активными и пространственно неоднородными, как в связи с климатическими колебаниями, так и в связи с ландшафтно-геоморфологическими условиями района исследований. На фоне общего замедления роста старых термоцирков за счет заглубления кровли пластового льда наблюдается активный рост отдельных форм рельефа, таких как, например ТЦ-5n (рис. 4), вскрывшего мощную залежь пластового льда, верхняя часть которой отчасти вытаяла в стабилизирующемся ТЦ-5, и продолжается формирование новых на тех склонах, где сезонное протаивание только достигло кровли

пластового льда. Это подчеркивает необходимость дальнейших ежегодных исследований с целью прогнозирования динамики склоновых криогенных процессов региона.

Благодарности. Авторы выражают признательность Л.П. Кузякину, Е.С. Николаевой (МГУ им. М.В. Ломоносова) и Е.М. Лиманскому (ТИУ) за помощь в проведении полевых исследований. Полевые исследования в 2025 г. организованы и проведены при участии ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики» и НП «Центр освоения Арктики» при поддержке студенческих практик Правительством ЯНАО.

ЛИТЕРАТУРА

Бабкина Е.А., Лейбман М.О., Дворников Ю.А., Факащук Н.Ю., Хайруллин Р.Р., Хомутов А.В. Активизация криогенных процессов на территории Центрального Ямала как следствие региональных и локальных изменений климата и теплового состояния пород // Метеорология и гидрология. 2019. № 4. С. 99–109. doi: 10.3103/S1068373919040083

Лейбман М.О., Кизяков А.И. Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова. М.: Институт криосферы земли СО РАН; 2007. 206 с.

Лейбман М.О., Хомутов А.В. Стационар «Васькины Дачи» на Центральном Ямале: 30 лет исследований // Криосфера Земли. 2019. Т. 23. № 1. С. 91-95. doi: 10.21782/KZ15607496-2019-1(91-95)

Тарасевич И.И., Кизяков А.И., Лейбман М.О., Письменюк А.А., Нестерова Н.Б., Хайруллин Р.Р., Хомутов А.В. Динамика термоденудации на центральном Ямале за 2017-2021 гг. по данным ежегодного мониторинга // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2022. Выпуск 9. С. 253-257. doi: 10.24412/2687-1092-2022-9-253-257

Хомутов А. В., Бабкина Е. А., Хайруллин Р. Р., Дворников Ю. А. Факторы активизации термоденудации и активность термоцирков на Центральном Ямале в 2010-2018 гг // Проблемы Арктики и Антарктики. 2024. Т. 70. № 2. С. 222-237. doi:10.30758/0555-2648-2024-70-2-222-237

Khomutov A., Leibman M., Dvornikov Yu., Gubarkov A., Mullanurov D., Khairullin R. Activation of Cryogenic Earth Flows and Formation of Thermocirques on Central Yamal as a Result of Climate Fluctuations, in: Advancing Culture of Living with Landslides, Proceedings of World Landslide Forum 4, Vol. 5, Landslides in Different Environments, 29 May–2 June 2017, Ljubljana, Slovenia. 2017. P. 209–216. doi:10.1007/978-3-319-53483-1_24

RESULTS OF FIELD MONITORING OF THERMOCIRQUES ON CENTRAL YAMAL PENINSULA IN 2025

Burdak D.V.[1], Khomutov A.V.[2,1], Danko M.M. [2]

[1] Industrial University of Tyumen, Tyumen, Russia
[2] Earth Cryosphere Institute Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia

The results of monitoring of thermocirques on Central Yamal Peninsula for the period 2019-2025 are presented. The main attention is paid to the dynamics of the development of thermocirques, the formation of new landforms and the assessment of the rate of slope cryogenic processes based on field observations. There is a general trend towards an increase in the number and area of thermocirques associated with increased activity of thermal denudation processes because of climate change in the Arctic. Thermocirques exposing massive tabular ground ice are characterized by the greatest dynamics.

Keywords: *thermocirques, monitoring, Central Yamal, permafrost, cryogenic processes*

REFERENSES:

Babkina E.A., Leibman M.O., Dvornikov Yu.A., Fakashuk N.Yu, Khairullin R.R., Khomutov A.V. Activation of cryogenic processes in Central Yamal as a result of Regional and Local change in climate and thermal state of permafrost // Russian Meteorology and Hydrology. 2019. Vol.44. № 4. P. 283-290.

doi: 10.3103/S1068373919040083

Leibman M.O., Kizyakov A.I. Cryogenic landslides of Yamal and the Yugorsky Peninsula. Moscow: Earth Cryosphere Institute SB RAS; 2007. 206 p.

Leibman M.O., Khomutov A.V. Research station "Vaskiny Dachi" at Central Yamal: 30 years of study // Earth`s Cryosphere. 2019. Vol. 23. No. 1. P. 78-82. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-1(91-95)

Tarasevich I.I., Kizyakov A.I., Leibman M.O., Pismeniuk A.A., Nesterova N.B., Khairullin R.R., Khomutov A.V. Dynamics of thermal denudation on central Yamal for the period of 2017-2021 according to the data of annual monitoring // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2022. Issue 9. P. 253-257. doi: 10.24412/2687-1092-2022-9-253-257

Khomutov A.V., Babkina E.A., Khairullin R.R., Dvornikov Yu.A. Factors of thermal denudation activation and thermicirques activity on central Yamal in 2010–2018 // Arctic and Antarctic Research. 2024. Vol. 70. Is. 2. P. 222-237. doi:10.30758/0555-2648-2024-70-2-222-237

Khomutov A., Leibman M., Dvornikov Yu., Gubarkov A., Mullanurov D., Khairullin R. Activation of Cryogenic Earth Flows and Formation of Thermocirques on Central Yamal as a Result of Climate Fluctuations, in: Advancing Culture of Living with Landslides, Proceedings of World Landslide Forum 4, Vol. 5, Landslides in Different Environments, 29 May–2 June 2017, Ljubljana, Slovenia. 2017. P. 209–216. doi:10.1007/978-3-319-53483-1_24

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-276-278

ОПЫТ ОБУСТРОЙСТВА ТЕРМОМЕТРИЧЕСКИХ СКВАЖИН В РЕСПУБЛИКЕ САХА (ЯКУТИЯ) НА ПРИМЕРЕ ОЗЁРНОЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕКОЙ СТАНЦИИ ЧЕРНЫШЕВСКИЙ И АЭРОЛОГИЧЕСКОЙ МЕТЕОСТАНЦИИ ВИЛЮЙСК

✉ *Гарага А.Л., Борисик А.Л., Соловьянова И.Ю.*

ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия
✉ *algaraga@aari.ru*

Представлен опыт обустройства термометрических скважин сети государственного фонового мониторинга многолетней мерзлоты на примере пунктов, расположенных вблизи метеостанций в поселке Чернышевский (Мирнинский улус) и в городе Вилюйск (Вилюйский улус) республики Саха (Якутия). При проведении работ на скальных грунтах, оптимальный выбор местоположения для бурения скважин не всегда представляется очевидным и требует детальной проработки и геокриологического обоснования.

Ключевые слова: *термометрическая скважина, геофизические данные, Государственный фоновый мониторинг, многолетняя мерзлота, Якутия*

В рамках создания сети государственного фонового мониторинга многолетней мерзлоты (ГСМ СММ) на территории республики Саха (Якутия) в 2024 году введено в строй 32 пункта фонового мониторинга многолетней мерзлоты (рис. 1). В докладе представлен опыт обустройства термометрических скважин на примере пунктов наблюдений за состоянием многолетней мерзлоты (ПНСММ) расположенных вблизи метеостанций в п. Чернышевский (Мирнинский улус) и в г. Вилюйск (Вилюйский улус).

Согласно РД 52.17.925–2023 [1] положение термометрических скважин определяется на основе комплексных рекогносцировочных работ, включающих сбор априорной информации, ландшафтное описание, оценку антропогенной нагрузки, геофизическое обследование и геоботаническое описание района. Однако, не всегда результаты рекогносцировочных работ дают однозначную информацию по выбору места расположения термометрической скважины. Существенную долю неопределённости вносит пространственная неоднородность распределения мёрзлых пород вблизи южной границы распространения мерзлоты, а также сложность интерпретации геофизических данных в отсутствии априорной геологической информации.

Работы по обустройству термометрической скважины в районе озёрной гидрометеорологичекой станции (О) Чернышевский выполнены в период с 27.08.24 по 30.08.24 г., скважина № 001/1-066-24724-14 О Чернышевский заложена в 1,5 км. к ЮВ от метеостанции в лесном массиве, на субгоризонтальной площадке, в точке с координатами 63,0058° с.ш. 112,4455° в.д. По данным геофизических электроразведочных исследований на участке расположения скважины наличие многолетнемёрзлых пород (ММП) подтвердить не удалось, в связи с наличием вблизи поверхности скальных грунтов, имеющих схожие значения удельного электрического сопротивления, что было подтверждено в ходе последующих буровых работ. Геологический разрез представляет собой прослой суглинка мощностью 0,6 м. и далее до 26 метров скальный грунт, представленный диабазом. В связи с наличием в разрезе скальных грунтов высокой прочности, в процессе бурения не удалось чётко идентифицировать породы с отрицательной температурой по внешним признакам и сделать выводы о наличии многолетнемёрзлых пород в скважине. На основании анализа температурных данных за период с 31 августа 2024 г. по 23 августа 2025 года, температура грунта по всей глубине скважины не перешла в отрицательные значения. Такие температурные данные ставят под сомнение репрезентативность местоположения скважины для целей фонового

мониторинга температурного режима ММП в исследуемом районе, который относится к зоне сплошного распространения ММП по данным как геокриологической карты СССР 1991 г, так и специалистов Вилюйской мерзлотной станции Института Мерзлотоведения СО РАН. С учётом полученного опыта были выполнены дополнительные рекогносцировочные исследования и выбраны альтернативные места для обустройства термометрической скважины. Буровые работы выполнены в 3-х разнесённых на местности точках, глубина бурения в каждой из скважин достигла 26,0 м. После выстойки скважин, терометрические измерения в них показали, что две скважины вскрыли грунты с температурами выше нуля градусов. В первой из «теплых» скважин с глубины от 4 метров до 8 метрах присутствовал слабый приток воды. В третьей точке с координатами 63,0228°с.ш. 112,4174°в.д. в скважине зафиксированы отрицательные температуры грунта, с опущенной кровлей мерзлоты на уровне 13,6 метров на момент бурения (22.08.2025г). По состоянию на 01.12.2025 года нулевая изотерма проходит на глубине 9 м., температура грунта на глубине 25 м. составляет минус 0,69 °С. Таким образом, термометрическая скважина № 001-066-24724-14 О Чернышевский характеризует фоновые мерзлотные условия водораздельной возвышенности.



Рис. 1. Карта расположения метеорологических станций с термометрическими скважинами ГСМ СММ на территории республики Саха (Якутия), изучаемые объекты выделены на карте красным цветом.

Обустройство термометрической скважины в районе аэрологической метеостанции (АЭ) Вилюйск выполнено период с 13.08.24 по 14.08.24 г. Термометрическая скважина № 001/1-059-24641-14 АЭ Вилюйск находится в 3 км. к ЮВ от метеостанции в лесном массиве, на субгоризонтальной площадке, в 600 м. от озера Хомустах, в точке с координатами 63,7301° с.ш. 121,6769° в.д. В ходе буровых работ на глубине 4,7 м. появился водонасыщенный песок. Изменение местоположения термометрической скважины стало необходимым в связи с заполнением водой ствола скважины. Новое место для обустройства термометрической скважины с координатами 63°,7035° с.ш. 121,4726° в.д. выбрано на основе результатов дополнительных рекогносцировочных работ. Термометрическая скважина заложена примерно в 9,5 км. юго-западнее метеостанции АЭ Вилюйск, на второй террасе правого берега реки Вилюй высотой 100-115 м. Терраса сложена песками с типичной бруснично-лишайниково-сосновой

растительностью. Геокриологическая обстановка характеризуется островным типом распространения многолетнемерзлых пород. В ходе буровых работ в новой точке удалось чётко идентифицировать породы с отрицательной температурой (0,1-4,2 м. песок талый, 4,2-26,0 м. песок твёрдомёрзлый, массивной криотекстуры). По состоянию на 01.12.2025 года нулевая изотерма проходит на глубине 3,0 м., на глубине 25 метров температура грунта составляет минус 0,65 °С. Термометрическая скважина № 001-059-24641-14 АЭ Вилюйск характеризует мерзлотные условия речных террас с типичным ландшафтом и островным распространением многолетнемерзлых пород, приуроченных к болотам и торфяникам.

В процессе создания сети государственного фонового мониторинга многолетней мерзлоты получен опыт обустройства термометрических скважин в сложных условиях распространения высокотемпературных мерзлотных, в том числе скальных, грунтов. При проведении работ на подобных участках, оптимальный выбор местоположения для бурения скважин не всегда представляется очевидным и требует детальной проработки и геокриологического обоснования.

ЛИТЕРАТУРА

РД 52.17.925-2023. Руководящий документ. Руководство по организации и осуществлению государственного фонового мониторинга состояния многолетней мерзлоты на государственной наблюдательной сети. СПб: ФГБУ «ААНИИ», 2023. 48 с.

THE EXPERIENCE OF ARRANGING THERMOMETRIC WELLS IN THE STATE PERMAFROST BACKGROUND MONITORING NETWORK USING THE EXAMPLE OF POINTS LOCATED NEAR THE METEOROLOGICAL STATIONS OF CHERNYSHEVSKY (MIRNINSKY ULUS) AND VILYUYSK (VILYUYSKY ULUS) OF THE REPUBLIC OF SAKHA (YAKUTIA)

Garaga A.L., Borisik A.L., Solovyanova I.Y.

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

This paper presents the experience of constructing thermometric wells for the state permafrost background monitoring network, using sites located near meteorological stations in the village of Chernyshevsky (Mirninsky District) and the city of Vilyuysk (Vilyuysky District) in the Sakha Republic (Yakutia). When working on rocky soils, the optimal location for drilling wells is not always obvious and requires detailed study and geocryological justification.

Keywords: *thermometric well, geophysical data, State background monitoring, permafrost, Yakutia*

REFERENCES:

RD 52.17.925-2023. Guidelines. Guidelines for the organization and implementation of state background monitoring of permafrost conditions at the state observation network. St. Petersburg: FGBU “AARI”, 2023. 48 p.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-279-288

ВЗАИМООБУСЛОВЛЕННОЕ СТРОЕНИЕ МЕРЗЛОТНЫХ ПОЧВ И ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ МЕРЗЛЫХ ПОРОД НА СЕВЕРЕ ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

✉*Гинзбург А.П.*[1], *Ходжаева А.К.*[1], *Чернова В.А.*[2], *Факащук Н.Ю.*[3], *Хомутов А.В.* [1,3], *Лупачев А.В.*[1]

[1]Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия
[2]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[3]Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия
✉*ginzburgap@yandex.ru*

Представлены первые результаты полевых исследований почвенно-мерзлотных комплексов в типичных тундрах на севере Гыданского полуострова в 2025 г. Описано строение профилей мерзлотных почв и тангентальные срезы верхних горизонтов многолетнемерзлых пород. Охарактеризованы процессы криогенного массообмена между профилями почв и верхними горизонтами мерзлых пород, выраженные в накоплении продуктов почвообразования в надмерзлотных горизонтах и на верхней границе мерзлой толщи. Установлено, что наиболее интенсивны процессы криогенного массообмена в криоземах, что достигается в результате наиболее холодных условий формирования почв на поверхностях III и I позднеплейстоценовых террас на фоне относительно неглубокого протаивания.

Ключевые слова: *почвенно-мерзлотный комплекс, переходный слой, промежуточный слой, оглеение, криоземы, глееземы, подбуры, криогенное строение, надмерзлотные горизонты*

Введение. Мерзлотные почвы на севере Гыданского полуострова исследованы наименее подробно среди всех районов севера Западной Сибири: большая часть работ в регионе посвящена южной части Гыданского полуострова [*Городков, 1932; Тонконогов, 1977; Московченко, 2016*], тогда как на широте устья р. Гыда и севернее почвенные исследования единичны [*Abakumov, Tomashunas, 2016; Ji et al., 2019; Почвы Ямало-Ненецкого..., 2022*]. Особенно мало внимания до сих пор было уделено процессам вещественных взаимодействий профилей мерзлотных почв с верхними горизонтами многолетнемерзлых пород (ММП), т.е. криогенному массообмену в системе почвенно-мерзлотного комплекса [*Lupachev, Gubin, 2023*]. Эта система включает профиль современной мерзлотной почвы, переходный и промежуточный слои (ПС, ПрС) ММП по [*Шур, 1988*], различающиеся по длительности и периодичности оттаивания в голоцене [*Шур, 1988; Lupachev, Gubin, 2023*]. По мере перехода в талое состояние, верхние горизонты ММП также включаются в «сферу почвообразования», т.е. могут накапливать продукты почвообразования. Состав и строение ПС, затронутого современными и позднеголоценовыми процессами почвообразования, отражают вещественные взаимодействия почв и ММП на соответствующих этапах их совместного развития. Накопленные в период голоценового климатического оптимума в ПрС ММП продукты почвообразования отражают характер этих процессов, имевший место на более ранних этапах развития мерзлотных почв и ММП. Таким образом, становится возможным установить непрерывность, либо смену тренда почвообразования на конкретной территории в голоцене, исследуя признаки почвообразования, сохранившиеся в мерзлом состоянии в ПС и ПрС почвенно-мерзлотного комплекса (ПМК).

Проведенные в сентябре 2025 г. полевые исследования мерзлотных почв и верхних горизонтов ММП, как единой системы со взаимообусловленным строением и свойствами, являются первой попыткой изучения ПМК на севере Гыданского полуострова. Первичной задачей на данном этапе является характеристика интенсивности процессов криогенного массообмена между почвенным профилем и верхним горизонтом ММП, а также

выявление ведущих факторов, определяющих эту интенсивность, на участке типичных тундр на севере Гыданского полуострова.

Район исследований. Работы проводились в окрестностях с. Гыда, расположенного в устье одноименной реки. В мезорельефе ярко выражены пять геоморфологических уровней – III позднеплейстоценовая терраса (32–50 м н.у.м.), останцы II террасы (22–28 м н.у.м.), I голоценовая терраса (10–22 м н.у.м.), комплекс низких голоценовых террас (1–10 м н.у.м.), а также современные поймы (1–2 м н.у.м.). Четвертичные отложения на большей части территории представлены песками мелкозернистыми, легкими и средними суглинками [*Бутаков и др., 2018; Тихонравова и др., 2019*]. ММП имеют сплошное распространение. По данным модели TTOP (Temperature at the Top Of Permafrost), температуры ММП на глубинах нулевых сезонных колебаний здесь составляют от –6 до –5°С [*Obu et al., 2019*]. По данным 1980-х гг., среднегодовые температуры ММП в Северогыданской мерзлотной области составляли от –10 до –8°С [*Геокриологическое районирование …, 1987*], то есть, за 40–45 лет среднегодовая температура ММП в этом районе предположительно возросла на 2–5 °С. Также данные 1980-х гг. свидетельствуют о в целом низком биологическом разнообразии тундровых экосистем севера Гыданского полуострова, практическом отсутствии кустарниковых видов, преобладании моховых и лишайниковых тундр [*Геокриологическое районирование…, 1987*]. В настоящее время водораздельные поверхности заняты травяно-кустарниково-/кустарничково-моховыми тундрами (согласно рабочей версии ландшафтной карты, построенной аналогично карте в [*Хомутов, Лейбман, 2016*]). В 2024 г. среднегодовая температура воздуха составила –7.2°С. В период 1950–2024 гг. среднегодовая температура воздуха возрастала с градиентом 0.5°С/10 лет [*Васильев и др., 2024*]. Растительный покров совместно с характером почвообразующих пород обуславливают среднегодовые глубины протаивания почв. Почвы на песчано-супесчаных отложениях под кустарничково-травяно-лишайниково-моховыми тундрами за 10-летний период наблюдений протаивали в среднем на 90–110 см; суглинистые под травяно-кустарниково-моховыми тундрами – на 65–78 см; торфяники с кустарничково-багульниково-мохово-лишайниковым покровом – на 41–47 см [*Хомутов и др., 2024*].

В почвенном покрове доминируют глееземы и торфяно-глееземы, в т.ч. перегнойно-торфяные мерзлотные [*Abakumov, Tomashunas, 2016; Почвы Ямало-Ненецкого…, 2022*] в комплексах с почвами пятен. Значительно меньшие доли общей площади почвенного покрова занимают полигонально-трещинные комплексы пелоземов слаборазвитых (арктических) с почвами пятен и мерзлотных трещин, а также бугорковые кочкарниковые комплексы глееземов перегнойно-торфяных (мерзлотных) с почвами пятен, торфяно-глееземами и торфяными мерзлотными почвами [*Почвенная карта…, 1988*].

Методы исследований. Всего на участке исследований было заложено 10 разрезов почв (рис. 1) на поверхностях III, I и низкой голоценовой террасе, склонах террас, а также в ложбине стока у подножья склона III террасы. Выбор такой системы заложения разреза был обусловлен доминированием этих геоморфологических уровней в общей ландшафтно-геоморфологической структуре территории. Таким образом, были охарактеризованы ПМК в доминирующих сочетаниях природных условий. Разрезы закладывались до подошвы слоя сезонного протаивания. В одном из разрезов было выполнено бурение скважины на глубину 60 см ниже верхней границы ММП, в остальных производилось углубление в толщу верхнего горизонта ММП на 10-15 см. Бурение выполнялось мотобуром Hüter GGD-52 (мощностью 2.3 лс) при помощи стальной буровой ложки диаметром 59 мм. Описание криогенного строения верхнего горизонта ММП выполнялись по Т.Н. Жестковой и др. [*1980*]. Почвы были описаны по действующей версии классификации почв России [*Полевой определитель…, 2008*].

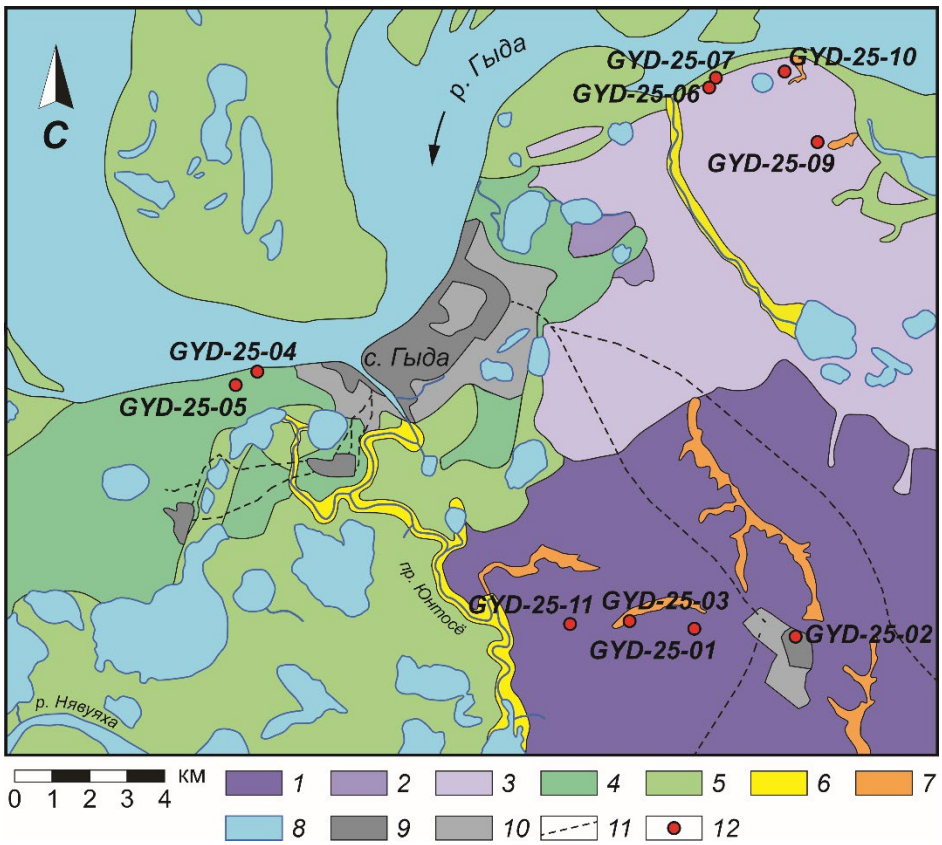


Рис. 1. Геоморфологическая схема участка исследований (элементы рельефа выделены по принципам ландшафтно-геоморфологической дифференциации из [Хомутов, Лейбман, 2016] с дополнениями): 1 – морская терраса; 2 – останцы морской террасы; 3 – озерно-аллювиальная терраса; 4 – аллювиальные террасы; 5 – высокая пойма; 6 – низкая пойма; 7 – овражно-балочная сеть; 8 – водные объекты; 9 – антропогенно-преобразованные участки; 10 – антропогенно-преобразованные участки, сохранившие черты исходных экосистем; 11 – вездеходные колеи; 12 – заложенные почвенные разрезы.

Результаты исследований. *ПМК III и I позднеплейстоценовых террас.* ПМК, развитые на возвышенных террасах в районе устья р. Гыда, к началу сентября 2025 г. протаяли на относительно небольшие глубины – от 50 до 81 см. На III террасе средние глубины протаивания почв были больше на 20–30 см, что, вероятно, обусловлено более сухим гидротермическим режимом почв, а также меньшими мощностями поверхностных органогенных горизонтов (4–5 см на III террасе, 10 см – на I террасе) (рис. 2). Общей чертой профильного строения большей части заложенных разрезов почв на этих террасах является приповерхностный глеевый горизонт. Даже в разрезе GYD-25-02, заложенном на самой высокой части поверхности III террасы, которая была здесь существенно преобразована при строительстве инженерного сооружения, в верхней части разреза почвы наблюдается тонкий органогенный горизонт O, развитый на техногенной насыпи – горизонте Cur. Ниже расположен фрагментарный горизонт [O] исходной погребенной почвы – глеезема надмерзлотно-органоаккумулятивного мерзлотного. В погребенном профиле также четко выделяется приповерхностный глеевый горизонт [G] (рис. 2б). В отличие от приповерхностного минерального горизонта, надмерзлотный горизонт далеко не во всех изученных разрезов оглеен. Чаще в надмерзлотном горизонте, а также на верхней границе ПС ММП чаще накапливаются соединения окисленного железа (Fe^{3+}) (рис. 2). Кроме того, очень ярко выражен процесс надмерзлотного накопления органического вещества, преимущественно тонкодисперсного. Например, в разрезах GYD-25-01, -02 и -10 тангентальные срезы верхней границы ММП содержат большое количество темноцветных органогенных морфонов – фрагментов тонкодисперсного органического вещества почв. В разрезе GYD-25-10 в надмерзлотном горизонте

сосредоточено большое количество погребенных фрагментов органогенных горизонтов [Th], попавших туда вследствие активных процессов криотурбации. Мерзлые морфоны [Th] в т.ч. содержатся и на тангентальном срезе кровли ММП в этом разрезе (рис. 2г).

Верхние горизонты ММП отличаются средней (в отдельных случаях – высокой) льдистостью, сетчатой и неполносетчатой криогенными текстурами. Толщина шлиров льда на горизонтальном срезе верхнего горизонта ММП была в пределах 2–5 мм, расстояние между соседними шлирами достигало 4–7 см. Шлиры пересекают друг друга под углами 70–120°, образуя на горизонтальном срезе верхнего горизонта ММП 3–6-угольники.

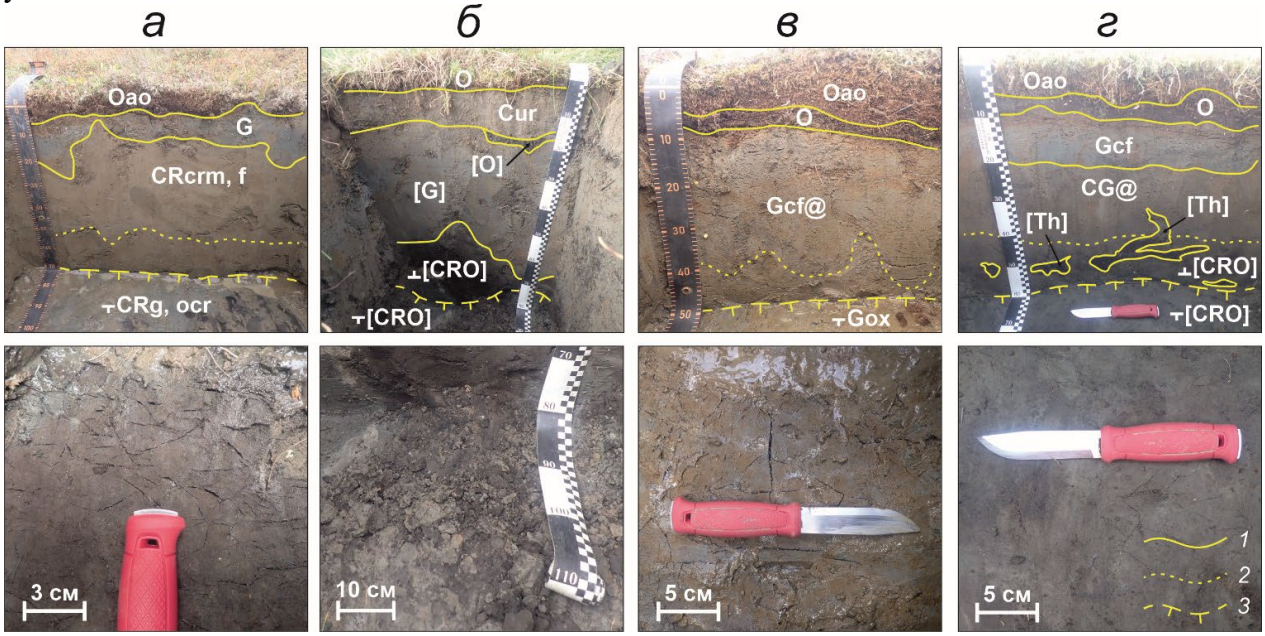


Рис. 2. Профили мерзлотных почв и тангентальные срезы верхних горизонтов ММП: (а) глеезем криогенно-ожелезненный криометаморфический криотурбированный надмерзлотно-органоаккумулятивный, III терраса (GYD-25-01); (б) пелозем урбистратифицированный на погребенном глееземе надмерзлотно-органоаккумулятивном, III терраса (GYD-25-02); (в) глеезем криогенно-ожелезненный криотурбированный, I терраса (GYD-25-09); (г) глеезем криогенно-ожелезненный криотурбированный надмерзлотно-органоаккумулятивный, I терраса (GYD-25-10). 1 – границы горизонтов; 2 – границы надмерзлотных частей горизонтов, не выделяемых в качестве отдельных горизонтов; 3 – верхние границы ММП.

ПМК низких голоценовых террас. Для ПМК, развитых на низких голоценовых террасах также характерно в целом неглубокое оттаивание, в особенности на участках, где доминируют почвы суглинистого состава, имеющие мощные торфяные горизонты. Так, при мощности торфяного горизонта Т 10–12 см глубина протаивания на начало сентября достигала всего 48 см (рис. 3). Такая малая мощность слоя сезонного протаивания, вероятно, обусловливает тесное взаимодействие почвенного профиля и верхнего горизонта ММП, а также ярко выраженные признаки криотурбаций в почвенном профиле. Границы между горизонтами минеральной части профиля крайне извилистые и представляют собой «луковицы» или «фестоны». Подобные криогенные морфоны в целом редко наблюдаются в столь неглубоко оттаивающих почвах и более характерны для альфегумусовых криогенных почв южной периферии криолитозоны Западной Сибири [*Матышак и др., 2023*]. Вероятно, их развитие связано с высоким статическим давлением сверху при промерзании, из-за чего вышележащий более песчаный горизонт Cf@ частично погрузился в толщу нижележащего суглинистого горизонта ⊥Cg@, который из-за большей пластичности аналогично заполнил зоны под меньшей нагрузкой. Глубина проникновения фестонов горизонта Cf@ вглубь нижележащего горизонта ⊥Cg@, как видно по зачистке передней стенки, не достигает верхней границы ММП. Тем не менее, на тангентальном срезе кровли ММП встречаются небольшие участки, где преобладают

соединения Fe^{3+}, выделяющиеся на общем фоне мерзлого горизонта. Аналогичные участки встречаются вдоль нижних границ фестонов непосредственно на контакте с нижележащим горизонтом.

Верхний горизонт ММП в разрезе ПМК GYD-25-05 был весьма сходен с теми, что наблюдались в разрезах ПМК на III и I высоких террасах.

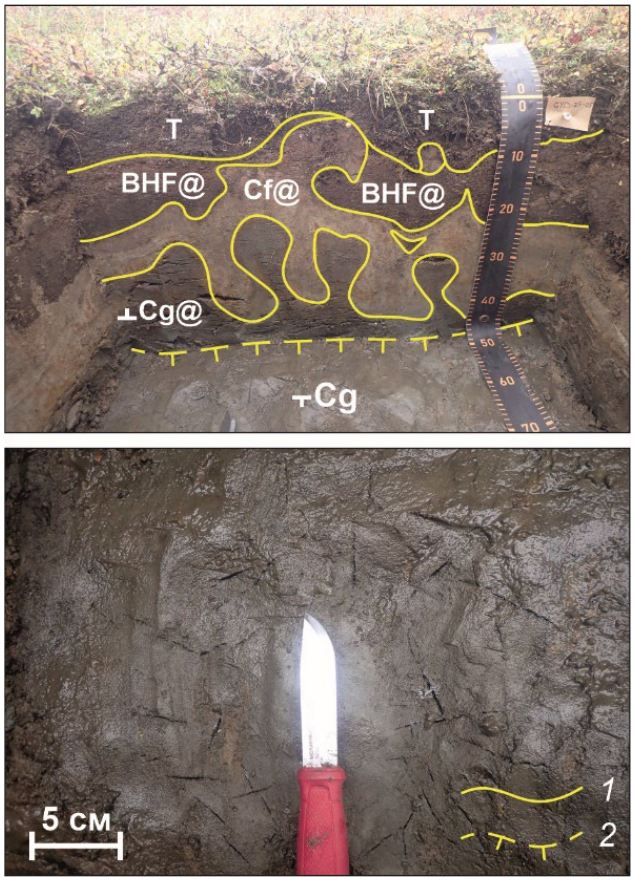


Рис. 3. Профиль и тангентальный срез торфяно-подбура иллювиально-железисто-гумусового ожелезненного криотурбированного глееватого, низкая голоценовая терраса (GYD-25-05). 1 – границы горизонтов; 2 – верхние границы ММП.

ПМК склонов террас. Склоны III позднеплейстоценовой террасы и комплекса низких голоценовых террас представлены глубоко оттаивающими почвами (140 см и глубже), имеющими сложное строение профиля. Оно обусловлено сложными рисунками границ между горизонтами. Вероятно, такая извилистая форма этих границ обусловлена совместным действием криогенных и склоновых процессов, последовательно сменявшими друг друга в ходе развития почв. В профиле ПМК GYD-25-04 на склоне низкой голоценовой террасы наблюдаются новообразования, напоминающие по внешнему виду фестоны в профиле ПМК GYD-25-05, наиболее вероятно, приуроченные к холодному (криогенному) этапу развития почвы (рис. 4б). Ниже в профиле сменяют друг друга перемешанные фрагменты желтоцветных песчаных горизонтов и сероцветных суглинистых, видимо, перемешанных в результате активизации солифлюкционного сноса материала со склона. Аналогичные слои, имеющие контрастный гранулометрический состав, сменяющие друг друга, наблюдаются и в профиле почвы на склоне III террасы (рис. 4а).

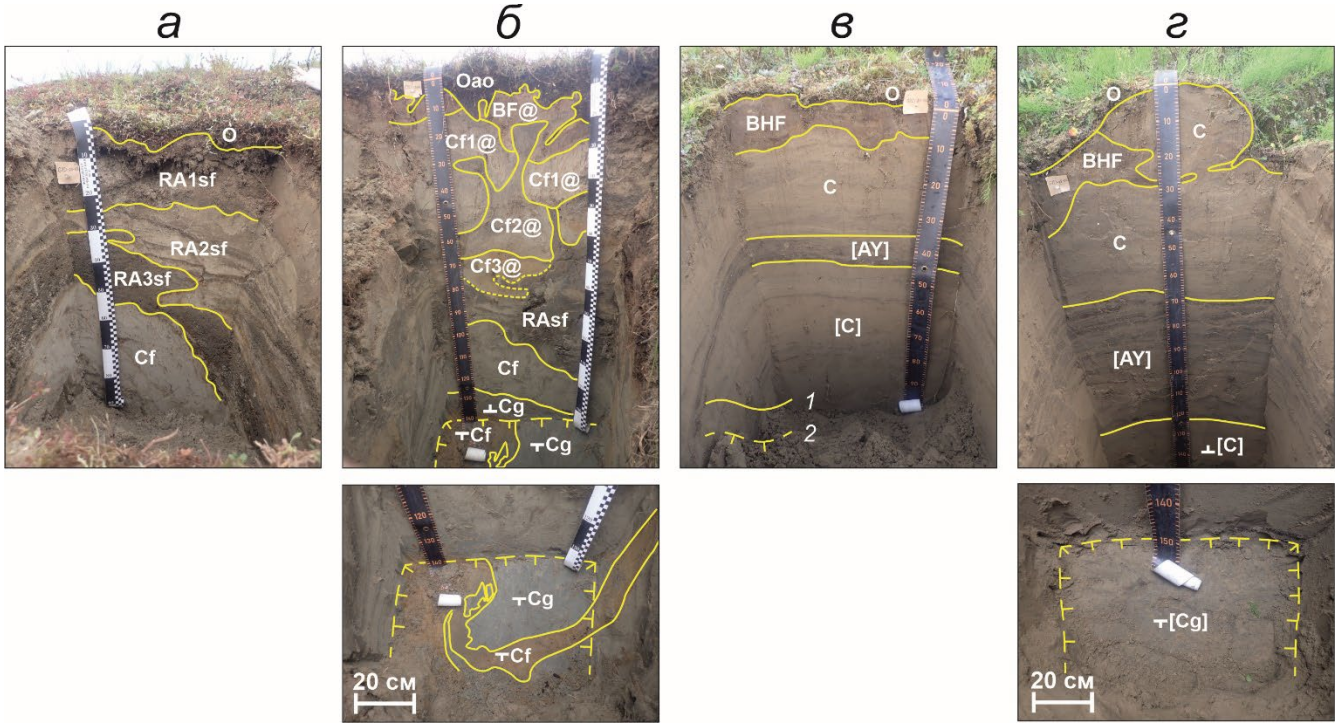


Рис. 4. Профили мерзлотных почв и тангентальные срезы верхних горизонтов ММП: (а) стратозем серогумусовый солифлюкционно-стратифицированный ожелезненный, склон III террасы (GYD-25-03); (б) подбур иллювиально-железистый грубогумусовый языковатый ожелезненный криотурбированный солифлюкционно-стратифицированный глееватый, склон низкой голоценовой террасы (GYD-25-04); (в) подбур иллювиально-железисто-гумусовый на погребенной аллювиальной серогумусовой почве, склон I террасы (GYD-25-06); (г) подбур иллювиально-железисто-гумусовый на погребенной аллювиальной серогумусовой почве, склон I террасы (GYD-25-07). 1 – границы горизонтов; 2 – верхние границы ММП.

Почвы на солифлюкционных склонах I террасы, напротив, имеют достаточно простое строение профиля и ровные субгоризонтальные границы между горизонтами (рис. 4в-г). По-видимому, интенсивность как склоновых, так и криогенных процессов, здесь была невысока в ходе развития почв, а солифлюкционный снос незначительно затронул лишь самые верхние горизонты. Верхние горизонты отличаются рыжевато-бурой окраской, обусловленной подвижными соединениями оксидов и гидроксидов Fe и Al с органическим веществом. В случае ПМК GYD-25-07 наблюдается необычная форма горизонта BHF, целостность которого нарушает наличие на поверхности почвы крупной (около 30 см в высоту и до 50 см в основании) солифлюкционной кочковидной терраски. Горизонт BHF частично погребен под ней, а его языковатые границы стянуты под ее нижнюю часть. В почвах на склонах I террасы в нижних минеральных частях профилей находятся субгоризонтальные темноцветные прослои, вероятно, унаследованные от предыдущего супераквального этапа почвообразования, т.е., являются погребенными горизонтами [AY] аллювиальных почв. Таким образом, на примере этих почв продемонстрирован результат перехода от аллювиального почвообразования к альфегумусовому при снижении уровня воды в р. Гыде в голоцене.

Тангентальные срезы кровель верхних мерзлых горизонтов демонстрируют достаточно слабые признаки процессов взаимосвязи почвенных профилей и ММП. ММП отличаются низкой льдистостью и массивной криотекстурой, и практически не содержат признаков процессов почвообразования. Исключительной особенностью является наличие крупного языка-затека, в составе материала которого преобладают окисленные соединения железа. Этот язык, предположительно, образовавшийся в результате окисления по трещине отседания в склоне, содержится как в сезонноталой части профиля, так и в мерзлой, притом, что тангентальный срез кровли ММП имеет преимущественно

сизо-серую окраску. Скорее всего, слабое взаимодействие между почвенным профилем и верхними горизонтами ММП обусловлено глубоким протаиванием, и потому низкой интенсивностью процессов криотурбации. В отдельных случаях (ПМК GYD-25-03, -06) глубина протаивания здесь может превышать 2–3 м.

ПМК ложбин стока. Ложбины стока формируются в подножьях склонов и отличаются более гидроморфными почвами, в сравнении с возвышенными участками террас. Глубины протаивания здесь достигают 70–75 см, при этом органогенные горизонты достаточно мощные и могут достигать 35 см (рис. 5). В строении профиля выделяется горизонт Omr (минерально-торфяный), образованный в результате сильного перемешивания материалов горизонтов O и G.

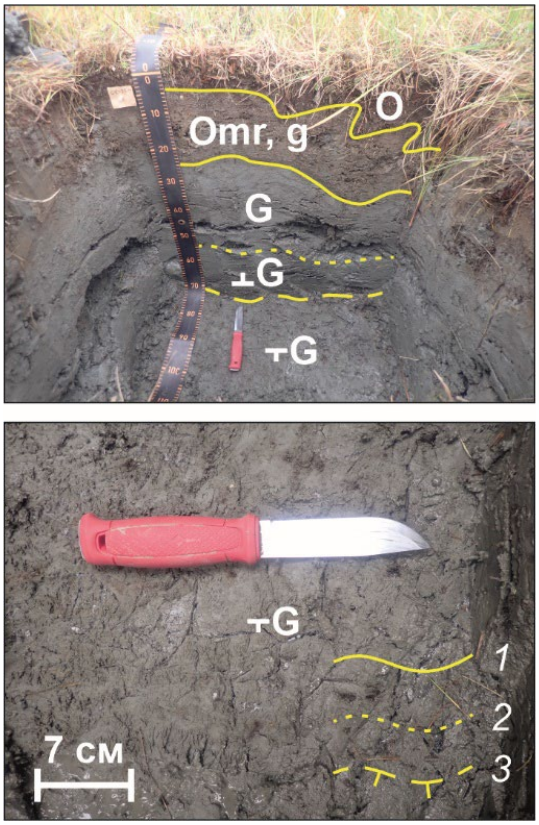


Рис. 5. Профиль и тангентальный срез глеезема грубогумусированного минерально-торфяного мерзлотного, ложбина стока у подножья III террасы (GYD-25-11). 1 – границы горизонтов; 2 – границы надмерзлотных частей горизонтов, не выделяемых в качестве отдельных горизонтов; 3 – верхние границы ММП.

Верхний горизонт ММП характеризуется высокой льдистостью и сетчатой криотекстурой. Шлиры льда на тангентальном срезе имеют толщину 3–5 мм, расстояние между соседними шлирами достигает 2–5 см. Шлиры пересекают друг друга под углами 45–70°, образуя на тангентальном срезе 3–5-угольники. Несмотря на достаточно неглубокое протаивание, интенсивность процессов криогенного массообмена в профиле глеезема (ПМК GYD-25-11), видимо, невысока. Признаки накопления продуктов почвообразования в верхнем горизонте ММП визуально не проявляются (рис. 5).

Заключение. Интенсивность процессов криогенного массообмена в ПМК типичных тундр на севере Гыданского полуострова в первую очередь зависит от гидротермического режима почв. В профилях криоземов, где наблюдаются самые холодные условия, при относительно неглубоком протаивании, наиболее ярко выражены признаки процессов криотурбации. В результате этих процессов происходит интенсивное накопление продуктов почвообразования в надмерзлотном горизонте почвенного профиля и на верхней границе толщи ММП (тонкого и грубого органического вещества,

соединений Fe и др.) в ПМК на возвышенных III и I позднеплейстоценовых террасах. При этом в более глубоко оттаивающих и более увлажненных почвах (глееземах в ложбинах стока или подбурах на песчаных склонах) визуальные признаки протекания этих процессов были минимальны, а строение почвенных профилей если и было усложнено, то преимущественно вследствие склоновых процессов, а не криогенных нарушений.

Благодарности. Исследование проведено при поддержке Российского Научного Фонда, проект РНФ № 25-17-00010.

ЛИТЕРАТУРА

Бутаков В.И., Тихонравова Я.В., Слагода Е.А. Закономерности формирования геохимического состава подземных льдов и отложений на севере полуострова Гыдан // Нефть и Газ. 2018. № 5. С. 30–40. doi: 10.31660/0445-0108-2018-5-30-40

Васильев А.А., Малкова Г.В., Облогов Г.Е., Хомутов А.В. Тренды деградации мерзлоты Западной Арктики // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. Вып. 11. С. 483–490. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-483-490

Геокриологическое районирование Западно-Сибирской плиты / авт. Трофимов В.Т., Баду Ю.Б., Васильчук Ю.К., Кашперюк П.И., Кудряшов В.Г., Фирсов Н.Г. – М.: Наука, 1987. 221 с.

Городков Б.Н. Почвы Гыданской тундры // Труды Полярной комиссии, 1932. Вып. 7. С. 43–62.

Жесткова Т.Н., Заболотская М.И., Рогов В.В. Криогенное строение мерзлых пород. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. 135 с.

Матышак Г.В., Гончарова О.Ю., Чепурнова М.А. Криогенные деформации в почвах севера Западной Сибири и их влияние на почвообразование // Мерзлотные почвы в антропоцене: Сб. тезисов Всеросс. научн.-практ. конференции (Салехард – Лабытнанги, ЯНАО, Россия, 20–26 августа 2023 г.) / отв. ред. А.В. Лупачев, Е.М. Лаптева. – Сыктывкар: ИБ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, 2023. С. 58–59. doi: 10.5281/zenodo.8199526

Московченко Д.В. Биогеохимические особенности почв бассейна реки Мессояха (Тазовский район Ямало-Ненецкого автономного округа) // Вестник Тюменского государственного университета. Экология и природопользование. 2016. Т. 2. № 2. С. 8–21. doi: 10.21684/2411-7927-2016-2-2-8-21

Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.

Почвенная карта РСФСР / под ред. В.М. Фридланда. – М.: ГУГК, 1988. 16 л.

Почвы Ямало-Ненецкого автономного округа (морфология и разнообразие) / Р.А. Колесников, А.С. Печкин, Е.Н. Моргун. ГАУ ЯНАО «Научный центр изучения Арктики». – Салехард, СПб.: ГеоГраф, 2022. 98 с.

Тихонравова Я.В., Лупачев А.В., Слагода Е.А. и др. Строение и формирование ледогрунтовых жил второй озерно-аллювиальной террасы на севере Гыдана в позднем неоплейстоцен–голоцене // Лед и Снег. 2019. Т. 59. № 4. С. 557–570. doi: 10.15356/2076-6734-2019-4-367

Тонконогов В.Д. Почвенный покров / Ямало-Гыданская область: физико-географическая характеристика / под ред. Р.К. Сиско. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. С. 169–197.

Хомутов А.В., Бабкина Е.А., Бурдак Д.В. и др.. Мониторинг глубины сезонного протаивания и температуры многолетнемерзлых пород на севере Западной Сибири в 2024 г. // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. Вып. 11. С. 606–616. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-606-616

Хомутов А.В., Лейбман М.О. Оценка опасности проявления криогенных оползней скольжения в тундре Центрального Ямала // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 2. С. 49–60.

Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мерзлых пород и термокарст / отв. ред. А.В. Павлов. Новосиб.: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 214 с.

Abakumov E., Tomashunas V. Electric Resistivity of Soils and Upper Permafrost Layer of the Gydan Peninsula // Polarforschung. 2016. Vol. 86. Is. 1. P. 27–34. doi: 10.2312/polarforschung.86.1.27

Ji X., Abakumov E., Antcibor I. et al. Influence of Anthropogenic Activities on Metals in Arctic Permafrost: A Characterization of Benchmark Soils on the Yamal and Gydan Peninsulas in Russia // Archives of Environmental Contamination and Toxicology. 2019. https://doi.org/10.1007/s00244-019-00607-y

Lupachev A., Gubin S. The soil-cryogenic complex: Evidence of late Pleistocene Holocene coevolution of permafrost and cryosols at the Kolyma Lowland // Permafrost and Periglacial Processes. 2023. Vol. 34. Is. 3. P. 317-330. doi: 10.1002/ppp.2191

Obu J., Westermann S., Bartsch A. et al. Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km^2 scale // Earth Science Reviews. 2019. Vol. 193. P. 299–316. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.04.023

MUTUALLY DEPENDENT STRUCTURE OF PERMAFROST-AFFECTED SOILS AND UPPER PERMAFROST HORIZONS IN THE NORTH OF GYDAN PENINSULA

Ginzburg A.P.[1], Khodzhaeva A.K.[1], Chernova V.A.[2], Fakashuk N.Yu.[3], Khomutov A.V.[1,3], Lupachev A.V.[1]

[1]Institute of Physico-Chemical and Biological Problems in Soil Science RAS, Pushchino, Russia
[2]Lomonosov Moscow State University, Faculty of Soil Science, Moscow, Russia
[3]Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre, Tyumen, Russia

The first results of 2025 field studies of soil-cryogenic complexes in typical tundra in the North of Gydan peninsula are presented. Permafrost-affected soil profiles and tangential sections of permafrost upper layers were described. The processes of cryogenic mass-exchange between soil profiles and upper permafrost horizons, reflected in an accumulation of pedogenic products in suprapermafrost soil horizons and permafrost surface, were characterized. It was stated that processes of cryogenic mass-exchange are maximally expressed in cryozems, that is due to coldest soil formation conditions along with relatively thin active layer on III and I terrace surfaces.

Key words: *soil-cryogenic complex, transient layer, intermediate layer, gleyization, cryozems, gleyezems, podburs, cryogenic structure, suprapermafrost horizons.*

REFERENCES:

Butakov V.I., Tikhonravova Ya.V., Slagoda E.A. Patterns of ground ice and sediments geochemical composition formation in the North of Gydan peninsula // Oil and Gas, 2018. No. 5. P. 30–40. doi: 10.31660/0445-0108-2018-5-30-40

Vasiliev A.A., Malkova G.V., Oblogov G.E., Khomutov A.V. Trends of permafrost degradation in Western Arctic // Relief and Quaternary formations of the Arctic, Sub-Arctic and North-West of Russia. 2024. Vol. 11. P. 482–490. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-483-490

Geocryological regios of West Siberian plate / auth. V.T. Trofimov, Yu.B. Badu., Yu.K. Vasil'chuk, P.I. Kashperyuk., V.G. Kudryashov, N.G. Firsov. – Moscow: Science (Nauka), 1987. 221 p.

Gorodkov B.N. Soils of Gydan tundra // Proc. of the Polar commission, 1932. Vol. 7. P. 43–62.

Zhestkova T.N., Zabolotskaya M.I., Rogov V.V. Cryogenic structure of frozen rocks. – Moscow: Moscow University Press., 1980. 135 p.

Matyshak G.V., Goncharova O.Yu., Chepurnova M.A. Cryogenic deformation is soils of North Western Siberia and their influence on soil formation // Permafrost-affected soils in the Anthropocene: Proc. of the All-Russ. conference (Salekhard – Labytnangi, YaNAO, Russia, 20–26 august, 2023) / Ed-s. A.V. Lupachev, E.M. Lapteva. – Syktyvkar: BI FRC Komi ScC UrB RAS, 2023. P. 58–59. doi: 10.5281/zenodo.8199526

Moskovchenko D.V. Biogeochemical features of soils in the Messoyakha river basin (Tazovsky district, Yamal-Nenets autonomous okrug) // Bull. Tyumen State University. Ecol. Environ. Manag., 2016. Vol. 2. No. 2. P. 8–21. doi: 10.21684/2411-7927-2016-2-2-8-21

Russian soil field identifier. – Moscow: Dokuchaev Soil Institute, 2008. 182 p.

RSFSR Soil Map / Ed. V.M. Fridland. – Moscow.: GUGK, 1988. 16 l.

Soils of Yamal-Nenets Autonomous okrug (morphology and diversity) / auth. R.A. Kolesnikov, A.S. Pechkin, E.N. Morgun. Arctic Research Centre. – Salekhard, St.-Petersburg: GeoGraph, 2022. 98 p.

Tikhonravova Ya.V., Lupachev A.V., Slagoda E.A. et al. Structure and formation of ice-ground wedges of the second lacustrine-alluvial terrace in the Northern Gydan in Late Neoleistocene and Holocene // Ice and Snow. 2019. Vol. 59. No. 4. P. 557–570. doi: 10.15356/2076-6734-2019-4-367

Tonkonogov V.D. Soil cover // Yamal-Gydan region: physical geography / Ed. R.K. Sisko. – Leningrad: Hydro-Meteo Press. (Hydrometeoizdat), 1977. P. 169–197.

Khomutov A.V., Babkina E.A., Burdak D.V. et al. Monitoring of seasonal thawing and permafrost temperature in the North Western Siberia in 2024 // Relief and Quaternary formations of the Arctic, Sub-Arctic and North-West of Russia. 2024. Vol. 11. P. 606–616. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-606-616

Khomutov A.V., Leibman M.O. Evaluating the danger of cryogenic landslides occurrence in the Central Yamal tundra // Earth's Cryosphere, 2016. Vol. XX. No. 2. P. 49–60.

Shur Yu.L. Upper permafrost horizon and thermokarst / Ed. A.V. Pavlov. Novosibirsk: Sceince (Nauka). Siberian Branch, 1988. 214 p.

Abakumov E., Tomashunas V. Electric Resistivity of Soils and Upper Permafrost Layer of the Gydan Peninsula // Polarforschung, 2016. Vol. 86. Is. 1. P. 27–34. doi: 10.2312/polarforschung.86.1.27

Ji X., Abakumov E., Antcibor I. et al. Influence of Anthropogenic Activities on Metals in Arctic Permafrost: A Characterization of Benchmark Soils on the Yamal and Gydan Peninsulas in Russia // Archives of Environmental Contamination and Toxicology, 2019. https://doi.org/10.1007/s00244-019-00607-y

Lupachev A., Gubin S. The soil-cryogenic complex: Evidence of late Pleistocene Holocene coevolution of permafrost and cryosols at the Kolyma Lowland // Permafrost and Periglacial Processes. 2023. Vol. 34. Is. 3. P. 317-330. doi: 10.1002/ppp.2191

Obu J., Westermann S., Bartsch A. et al. Northern Hemisphere permafrost map based on TTOP modelling for 2000–2016 at 1 km^2 scale. Earth Science Reviews, 2019. Vol. 193. P. 299–316. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.04.023

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-289-296

НОВЫЕ ДАННЫЕ О РАСПРОСТРАНЕНИИ И ПРИРОДЕ МЕРЗЛЫХ ТОРФЯНИКОВ НА КОЛЬСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

✉ *Демидов Н.Э., Новиков А.Л.*

ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия
✉ *nikdemidov@mail.ru*

В ноябре 2024 г. рекогносцировочные работы по выбору мест бурения термометрических скважин системы Государственного фонового мониторинга состояния многолетней мерзлоты были проведены в районе метеостанций ОГМС Ловозеро, М-2 Краснощелье, М-2 Каневка и МГ-2 Пялица. В ближайших окрестностях всех этих метеостанций были обнаружены небольшие «острова» распространения многолетнемерзлых торфяников. Новообразование мерзлоты под торфяниками продолжается, несмотря на переход среднегодовых значений температуры воздуха в диапазон положительных значений. Делается предположение, что наряду с ролью торфа как температурного диода, большое значение для формирования мерзлоты в данном районе играет низкая континентальность климата, предопределяющая низкую отепляющую способность снега. На начальных стадиях рост бугра может обеспечиваться излиянием на поверхность напорной торфо-водяной смеси под воздействием сезонного промерзания, образующим положительную форму рельефа. В зимнее время с бугра сдувается снег, что понижает температуру в основании ледогрунтового тела и поддерживает его рост по сегрегационному механизму.

Ключевые слова: *Кольский полуостров, пальза, многолетнемерзлый торфяник, континентальность климата, метеостанция*

Введение. На сегодняшний день нельзя считать разрешенным вопрос о распространении мерзлоты на Кольском полуострове. Так, в работе Ф.А. Романенко и Е.В. Гаранкиной [*2012*] приводится карта с границами развития мерзлоты по данным различных исследователей. Согласно этой карте, контуры развития мерзлых пород существенно разнятся в зависимости от источника данных. Неопределенности добавляет тот факт, что имеющиеся картографические материалы относятся к советскому времени, и мерзлотная обстановка могла значительно измениться в сторону сокращения площади распространения мерзлоты в связи с потеплением климата. Интерес к изучению мерзлоты на Кольском полуострове связан также с тем, что она здесь приурочена главным образом к торфяным массивам. Феномен мерзлых торфяников (пальза) на южной границе криолитозоны, хотя и широко известен, но не имеет полного физического объяснения. В ноябре 2024 г. на Кольском полуострове сотрудниками ААНИИ проводились рекогносцировочные работы по выбору мест бурения термометрических скважин системы Государственного фонового мониторинга состояния многолетней мерзлоты (ГСМ СММ). Согласно концепции, заложенной в основу ГСМ СММ, пункты наблюдений за состоянием мерзлоты располагаются на территории метеостанций, либо на удалении до 10 км от них. Предварительный анализ климатических данных по метеостанциям Мурманского УГМС показал, что наиболее низкие среднегодовые температуры воздуха характерны для метеостанций М-2 Краснощелье, М-2 Каневка и МГ-2 Пялица.

Работы на ОГМС Ловозеро. Заброска в поселок Краснощелье проводилась вертолетом из пос. Ловозеро, расположенного в центральной части Кольского полуострова в 5 км от горного массива Ловоозерских тундр на берегу оз. Ловозеро. Во время ожидания вертолета в пос. Ловозеро, являющемся культурным и историческим центром саамов, был проведен опрос местных жителей на предмет знаний о существовании в окрестностях поселка мерзлоты. Какой-либо определенной информации о мерзлоте расспросы не дали, но после описания того, как должен выглядеть торфяной бугор пучения, один из работников Геофизической обсерватории «Ловозеро» Полярного геофизического института (саам по национальности) показал вначале небольшой

торфяной бугор с трещиной на границе обсерватории, а потом и крупный пальза в точке с координатами 67.999824 °с.ш., 35.037944°в.д. в 700 м на юго-восток от метеоплощадки рядом с поселком Ловозеро. Местные жители при наименовании подобных бугров используют термин «момга» (в переводе с коми – «торф, болото»). Высота торфяного бугра превышает 2 м, он выделяется наличием с поверхности коричневого торфа, не покрытого растительностью, и серией трещин. Пальза имеет сложную в плане форму общим размером около 100 на 50 м. Шурфовка 14 ноября 2024 г. (рис. 1) показала, что под слоем талого торфа мощностью 1,4 м залегает мерзлый оторфованный суглинок с прослоями чистого льда. Если исходить из существующего в литературе представления о соотношении между высотой бугра и мощностью ледяного тела 1:3, мощность мерзлоты в теле бугра составляет порядка 6 м. Среднегодовая температура воздуха по данным ОГМС Ловозеро в 2024 г. составила +0,9 °С, а в начале метеонаблюдений находилась в диапазоне -4,5 – -1 °С.



Рис. 1. Проходка шурфа на многолетнем торфяном бугре пучения в пос. Ловозеро.

Работы на М-2 Краснощелье. Во время перелета на вертолете из пос. Ловозеро в пос. Краснощелье над болотистой Понойской депрессией можно было наблюдать причудливые очертания полигонов, образованных торфяными буграми (рис. 2). Сколько-либо крупные бугры по типу пальза с вертолета диагностированы не были во время всех перемещений между метеостанциями. Поселок располагается на берегу р. Поной в ее верхнем течении. Среднегодовая температура воздуха по данным М-2 Краснощелье в 2024 г. составила +1 °С, а в начале метеонаблюдений находилась в диапазоне -4,1 – +0,5 °С. В ходе опросов местных жителей (в основном коми-ижемцев) выяснилось, что прямых сведений о наличии мерзлоты они не имеют. Со слов нашего проводника, при сборе ягод на болотах ноги местами упираются в твердый замерзший грунт. В ходе трехдневных маршрутов на снегоходе, включавших зондирование грунтов щупом, шурфовку и бурение мотобуром, единственной точкой, в которой были обнаружены мерзлые породы, является точка в 5,8 км на северо-восток от поселка с координатами 67.36543° с.ш., 37.18238° в.д. Мощность мерзлых пород, представленных мелким песком с

крупными шлирами льда, составила здесь 1,5 м. Кровля мерзлоты в период проведения бурения 24 ноября 2024 г. находилась на глубине 0,5 м, а подошва на глубине около 2,0 м. Залегает мерзлота на мелководном болоте в центре полигона, образованного невысокими торфяными грядами (рис. 3).



Рис. 2. Вид на Понойскую депрессию с вертолета. Полигоны образованы вытянутыми торфяными кочками.



Рис. 3. Мелководное болото в районе пос. Краснощелье, в котором бурение мотобуром показало наличие многолетней мерзлоты.

Работы на М-2 Каневка. Метеостанция М-2 Каневка, как и М-2 Краснощелье, располагается на берегу р. Поной, но уже в нижнем ее течении. Недалеко к северу от дер. Каневка начинается всхолмленная возвышенность Кейвы. Среднегодовая температура воздуха по данным М-2 Каневка в 2024 г. составила +0,2 °С, а в начале метеонаблюдений находилась в диапазоне -3,9 – 0 °С. Опрос местных жителей (коми-ижемцы) показал, что они сведений о мерзлоте не имеют. На вопрос о наличии момг был получен ответ, что в ближайших окрестностях поселка есть только одна момга на болоте, где проходит снегомерный профиль сотрудников метеостанции. Данный бугор пучения с ядром мерзлых пород расположен примерно в 1 км на северо-восток от поселка в точке с координатами 67.13110 °с.ш., 39.70714 °в.д. Высота торфяного бугра достигает 1,4 м, глубина до кровли многолетней мерзлоты 26 ноября 2024 г. составила около 0,7 м. Бугор выделяется наличием с поверхности коричневого торфа, не покрытого растительностью (рис. 4) и серией трещин. Бугор имеет сложную в плане форму общим размером около 15 на 50 м. Если исходить из существующего в литературе представления о соотношении между высотой бугра и мощностью ледяного тела 1:3, мощность мерзлоты в теле бугра составляет порядка 4 м.



Рис. 4. Торфяной многолетний бугор пучения в окрестностях дер. Каневка.

Работы на МГ-2 Пялица. Станция находится в деревне Пялица, расположенной на Терском берегу в горле Белого моря в восточной части Кольского полуострова, у устья р. Пялица. Местные жители (поморы) сведений о наличии мерзлоты не имели. В рамках рекогносцировки обследовался только левый берег р. Пялица, т.к. ледовые условия не позволяли переправиться на правый берег. Территория в геоморфологическом отношении приурочена к аккумулятивной морской террасе. Среднегодовая температура воздуха по данным МГ-2 Пялица в 2024 г. составила +1,3 °С, а в начале метеонаблюдений находилась в диапазоне -2,2 – +1,2 °С. В ходе двухдневных маршрутов, включавших зондирование грунтов щупом, шурфовку и бурение мотобуром, невысокие многолетние бугры пучения с ядрами мерзлых пород были обнаружены на болоте восточнее поселка (рис. 5). Координаты бугров пучения: (66.19769° с.ш., 39.58252° в.д.), (66.19807° с.ш., 39.57926° в.д.) и (66.19718° с.ш., 39.57205° в.д.). Высота бугров достигает 1 м, глубина кровли многолетней мерзлоты 28 ноября 2024 г. составила около 0,4 м. Бугры выделяются наличием с поверхности коричневого торфа, не покрытого растительностью (рис. 6, 7). Размеры бугров в плане достигают 20 м. Если исходить из существующего в литературе представления о соотношении между высотой бугра и мощностью ледяного тела 1:3, мощность мерзлоты в теле бугра составляет около 3 м.



Рис. 5. На многолетнем торфяном бугре пучения в окрестностях дер. Пялица.

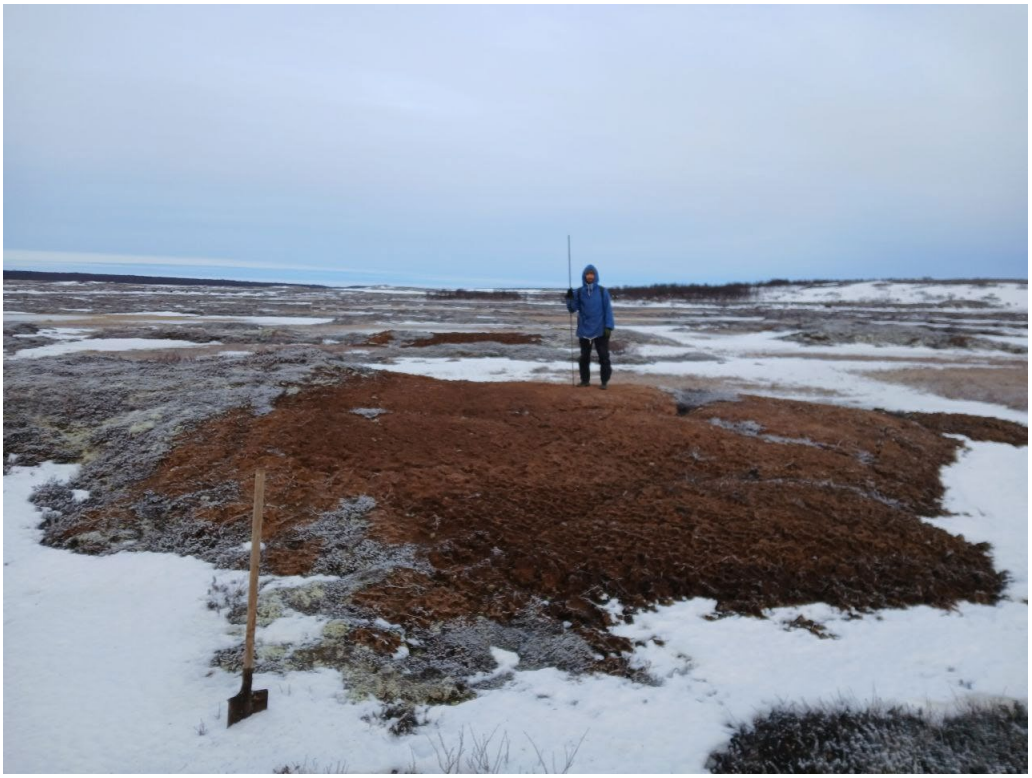


Рис. 6. Торфяной бугор пучения выделяется на фоне талых бугров на болоте наличием торфа, не покрытого растительностью (окрестности дер. Пялица).



Рис. 7. Поверхность бугра пучения со следами возможного излияния торфо-водяной смеси (окрестности дер. Пялица).

К вопросу о природе мерзлых торфяников на юге криолитозоны. Полученные в ходе рекогносцировки сведения говорят о том, что мерзлые торфяные бугры продолжают свое формирование, несмотря на переход среднегодовой температуры воздуха в диапазон положительных значений. Об этом свидетельствует наличие участков торфа без растительности и низкие значения мощности сезонно-талого слоя (Каневка и Пялица). Рассмотрим основные факторы, которые могут приводят к формированию мерзлоты в основании торфяных бугров.

В региональном отношении нужно отметить специфику климата Кольского полуострова. За счет расположения на западе нашей страны, в районе затока Атлантических атмосферных масс, и благодаря своеобразному вклиниванию в акватории Баренцева и Белого морей, климат полуострова обладает низкой континентальностью. Как стало известным после обработки первых данных ГСМ СММ [*Demidov et al., 2025*], криолитозона России дифференцируется на две контрастные области: зону островов и примыкающей суши вдоль южного побережья арктических морей, а также континентальную зону. При одинаковых среднегодовых температурах воздуха точки, попадающие в первую зону, обладают значительно более низкими значениями среднегодовых температур пород и мощностей сезонно-талого слоя по сравнению с точками, характеризующимися аналогичной среднегодовой температурой воздуха из континентальной зоны (рис. 8). Это связано с уменьшением отепляющего воздействия снежного покрова при уменьшении амплитуды годовых колебаний температуры воздуха (то есть при уменьшении континентальности климата). За счет этого фактора грунты на Кольском полуострове, климат которого характеризуется одной из наименьших степеней континентальности на территории страны, слабо отепляются снежным покровом.

Второй фактор, который, как известно, действует в сторону охлаждения грунта – это свойство торфа выступать в роли своеобразного температурного диода. Сухой торф за счет низкой теплопроводности предохраняет мерзлоту от нагревания летом. Осенью торф накапливает влагу (относительная влажность воздуха на Кольском полуострове осенью особенно велика) и, промерзая, повышает свою теплопроводность, способствуя выхолаживанию мерзлоты в зимний период.

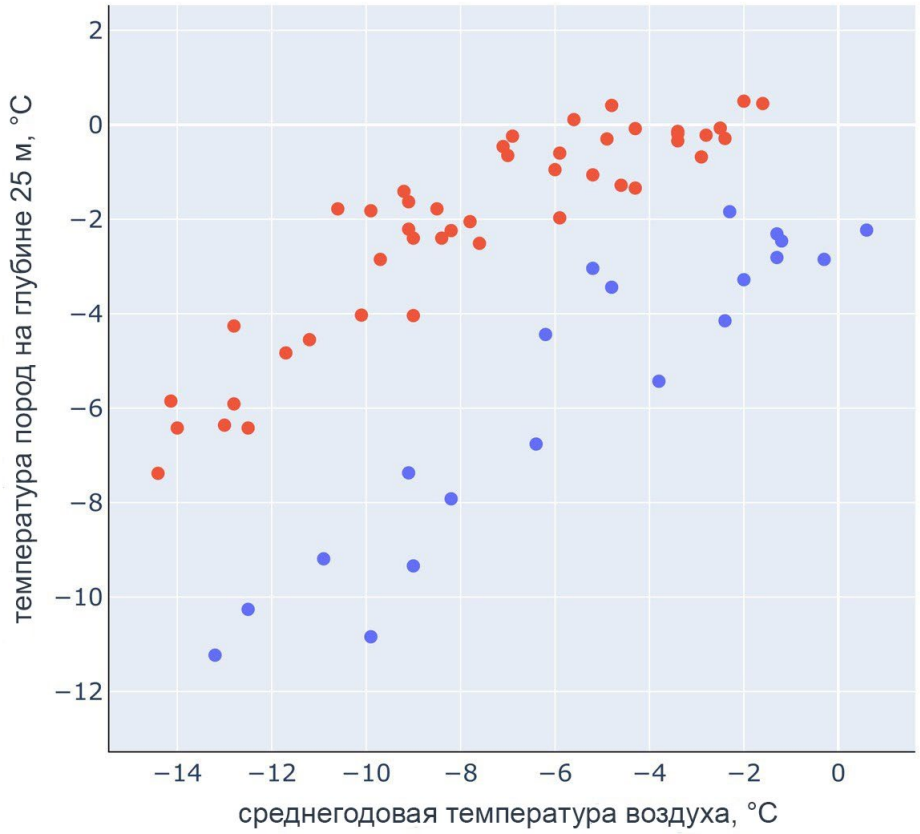


Рис. 8. Зависимость между среднегодовой температурой воздуха и температурой пород на глубине 25 м для 78 скважин системы ГСМ СММ. Синие точки соответствуют скважинам на островах и побережье морей, красные точки – скважины во внутриконтинентальных районах.

Но и это свойство торфа в условиях достаточно высоких среднегодовых температур воздуха Кольского полуострова не способно сформировать мерзлоту на всей площади торфяников, а лишь на специфических участках, где действуют дополнительные охлаждающие факторы. Можно предположить, что «спусковым крючком» к началу образования торфяного бугра пучения служит локальное стечение обстоятельств, при котором за счет сезонного промерзания в водоносном горизонте создается избыточное давление, приводящее к изливу торфо-водяной смеси на поверхность. Возможно, именно с этим изливом и связаны участки с безжизненным торфом, обнаруженные в ходе рекогносцировок. В пользу такого сценария также выступает своеобразный микрорельеф торфяных бугров в районе дер. Пялица, похожий на замерзший излив жидкого торфа (рис. 7). За счет данного процесса формируется локальное возвышение, с которого сдувается зимой снег. Отсутствие снега дополнительно выхолаживает грунт под возвышением, что приводит к росту бугра по механизму булгунняхов с сегрегационным ледяным или ледогрунтовым ядром. Чем выше становится бугор, тем меньше оказывается снегонакопление на нем, и тем сильнее он выхолаживается. Таким образом, можно сделать предположение, что феномен торфяных бугров на Кольском полуострове объясняется сочетанием факторов: морским климатом, изначальным ростом бугра, например за счет излияния торфо-водяной смеси на поверхность под давлением растущего слоя сезонного промерзания, ролью торфа как температурного диода и сдуванием снега с бугра.

ЛИТЕРАТУРА

Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В. Формирование и строение многолетнемерзлых пород у южной границы криолитозоны на Кольском полуострове // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI № 3. С. 72-80.

Demidov N.E., Anisimov O.A., Anisimov M.A., et al. Conception and first results of the Russian National System of Background Permafrost Monitoring // Advances in Polar Science, 2025. Vol. 36. Is. 1. P. 51-60. doi: 10.12429/j.advps.2024.0036

NEW DATA ON DISTRIBUTION AND NATURE OF PALSA ON KOLA PENINSULA

Demidov N.E., Novikov A.L.

Arctic and Antarctic Research institute, St. Petersburg, Russia

In November 2024 recognition for location of temperature monitoring boreholes of the Russian National System of Background Permafrost Monitoring (RNS BPM) were held in the vicinity of weather stations OGMS Lovozero, M-2 Krasnoshelie, M-2 Kanevka and MG-2 Pyalitsa. Near to all weather stations small "islands" with permanently frozen peat were found. Formation of permafrost beneath peats continues despite positive MAAT. It is supposed that together with role of peat as temperature diode important factor for the origin of permafrost in this region is low continentality of climate. At the beginning stages the rise of palsa may be due to effusion to the surface of peat-water mixture under pressure of seasonal freezing. Blow off of snow in winter from palsa decrease temperature at the base of ice core maintaining it segregation rise.

Keywards: *Kola peninsula, palsa, frozen peat, climate continentality, weather station*

REFERENCES:

Romanenko F.A., Garankina E.V. Permafrost formation and structure at the south boarder of cryolithozone, the Kola Peninsula // Earth's Cryosphere. 2012. Vol. XVI. № 3. P. 72-80. (in Russian).

Demidov N.E., Anisimov O.A., Anisimov M.A., et al. Conception and first results of the Russian National System of Background Permafrost Monitoring // Advances in Polar Science, 2025. Vol. 36. Is. 1. P. 51-60. doi: 10.12429/j.advps.2024.0036

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-297-308

МЕТАН В ПЛАСТОВЫХ ЛЬДАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО ЯМАЛА КАК ИНДИКАТОР ИХ ГЕНЕЗИСА

✉ *Дунаев А.В.[1], Кузякин Л.П.[1], Лупачёв А.В.[2], Самохвалов Н.Д.[1,2], Николаева Е.С.[1], Кажукало Г.А.[1], Прядилина А.В.[1], Наумов А.Д.[3]*

[1]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2]Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия
[3]АО «Институт экологического проектирования и изысканий», Москва, Россия
✉ *dunaevav2004@gmail.com*

В рамках полевых исследований при поддержке Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова, АО «ИЭПИ» и ГКУ ЯНАО «НЦИА» в летний полевой сезон 2025 года было исследовано 6 залежей пластовых льдов на территории Бованенковского, Крузенштернского и Харасавэйского месторождений Центрального и Западного Ямала. Проведено криолитологическое описание залежей, установлены особенности их строения. Также проведён отбор образцов газа (воздушных включений) из льдов методом равновесной дегазации в полевых условиях (Headspace). Высокие концентрации метана в пластовых льдах Центрального Ямала (Бованенково) – в среднем 7,8 мл/кг, а также их строение, более близкое к высокольдистоиу суглинку, чем ко льду, свидетельствуют об их внутригрунтовом происхождении, вероятно, сегрегационном, при первичном промерзании водонасыщенных отложений. Залежи, вскрывающиеся в береговых обрывах на побережье Ямала, также могут быть идентифицированы как внутригрунтовые, при высоких средних значениях содержания метана (0,65, 1,51 мл/кг), либо как погребённые, при низких значениях (0,13, 0,18 и 0,07 мл/кг).

Ключевые слова: *пластовые льды, метан, палеогеография, полуостров Ямал, криолитология*

Введение. Пластовые льды – широко распространённый в криолитозоне тип залежеобразующих льдов, выделяемый по морфологическому признаку: длина залежей (до 1 км) намного превышает их мощность (от 0,5 м до 30-50 м) [*Втюрин, 1975*]. Подобное определение позволяет относить к пластовым льдам залежи разного происхождения и строения. В связи с этим в научной среде существует дискуссия, связанная с определением генезиса пластовых льдов, установление которого необходимо для корректного восстановления истории формирования и промерзания отложений. Также понимание механизма формирования пластовых льдов в пределах ограниченного участка позволит предсказывать гипотетические места их залегания на данной территории и снизит стоимость инженерных изысканий при освоении.

Хотя большинство исследователей признаёт возможность существования нескольких механизмов формирования пластовых льдов, при установлении генезиса наиболее крупных залежей существует два подхода. Первый, гляциалистский, гласит, что пластовые льды являются реликтами плейстоценового оледенения – погребённым ледниковым или снежниковым льдом. Данная позиция рассмотрена в работах Ф.А. Каплянской, С.Ю. Королёва, Л.Н. Крицук, И.А. Некрасова, В.И. Соломатина, В.Д. Тарноградского, Н.В. Тумель и др. Маринисты, напротив, полагают возможным формирование крупных пластовых льдов во внутригрунтовых условиях, при промерзании водонасыщенных отложений. Данный подход развит в работах В.В. Баулина, Б.И. Втюрина, Ю.К. Васильчука, И.Д.Данилова, Г.И. Дубикова, М.М. Корейши, А.И.Попова, Н.А.Шполянской, М.А. Великоцкого и др.

Одним из перспективных методов, позволяющих предположить генезис пластовых льдов, является анализ газовой компоненты в составе льда, в частности – определение содержания метана в воздушных включениях. В ряде работ [*Arkhangelov, Novgorodova, 1991; Kraev et al., 2017; Walz et al., 2018; Семенов и др., 2023*] показано различие в

содержании метана во льдах различного генезиса, а также установлена возможность применения этого параметра для установления генезиса льда.

Цель работы: на основании криолитологического описания залежей пластовых льдов и содержания метана в их воздушных включениях предположить наиболее вероятный механизм их формирования.

Район исследований. Исследуемая территория расположена в центральной и западной частях полуострова Ямал (рис. 1). Четвертичные отложения в районе исследования достигают 250-300 м и представлены супесчано-суглинистыми и песчаными породами с мощностью до 12-15 м. В геоморфологическом плане территория исследования представляет из себя лестницу террас с абсолютными высотами от 2-7 м до 40-60м. Поверхность террас представлена слабоволнистым рельефом с характерным развитием овражно-балочной сети и мерзлотных процессов (в первую очередь, отмечаются полигональные и термокарстовые формы с образованием крупных хасыреев) [*Полуостров Ямал, 1975*].

Климат субарктический, среднегодовая температура отрицательная (-3,8°С), самый холодный месяц – январь (среднесуточная температура -18,5°С), самый теплый – июль (среднесуточная температура 11,1°С) [*Природа Ямала, 1995*]. Количество осадков составляет 250-300 мм. Снежный покров в районе исследования устанавливается в конце сентября-начале октября и сохраняется до середины июня.

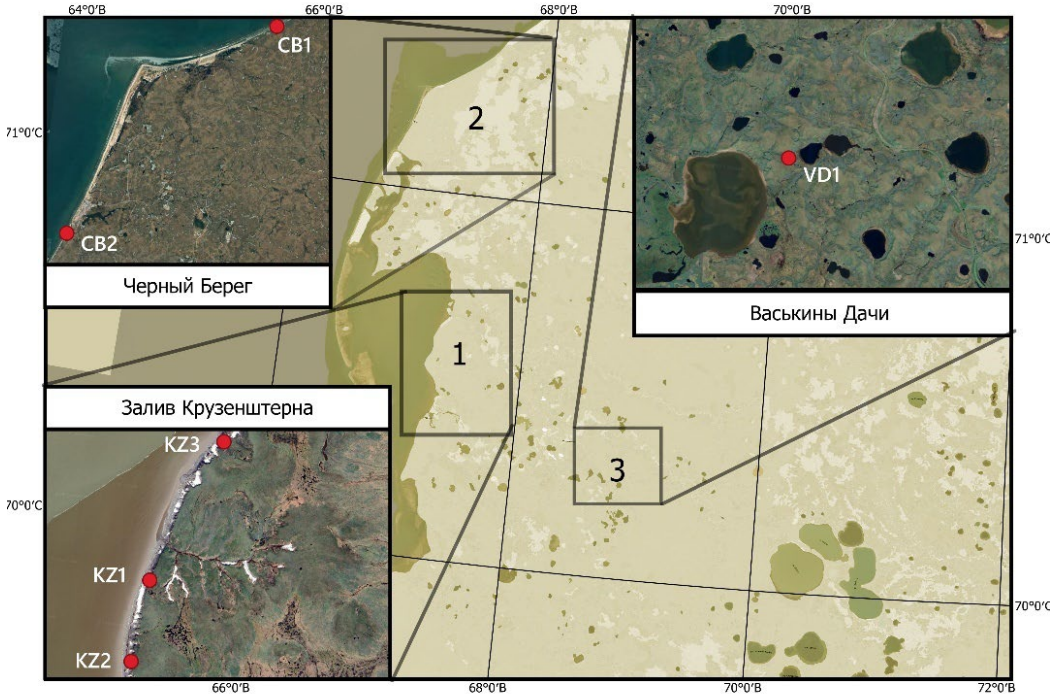


Рис. 1. Район работ – Западный и Центральный Ямал. Большая часть залежей вскрывалась в береговых уступах на побережье залива Шарапов Шар (залив Крузенштерна) и в районе мыса Харасавэй («Чёрный берег»). В районе Бованенковского месторождения (стационар «Васькины дачи») пластовый лёд вскрыт в нижней части стенки заросшего термоцирка, открывающегося в термокарстовое озеро.

Мощность многолетнемерзлых пород в пределах участка исследования достигает 120-200 м, под мерзлыми породами залетает горизонт охлажденных водопроницаемых пород с высокоминерализованными водами и водонепроницаемых пород с минерализованными поровыми растворами. На Западном Ямале среднегодовая температура мерзлых пород на подошве зоны годовых колебаний может достигать от –2,5°С до –4°С [*Баулин и др., 1967*]. В районе Бованенковского НГКМ температуры многолетнемерзлых пород изменяются в диапазоне от –7,0°С до –3,8°С в зависимости от типа местности и характера растительного покрова [*Геокриология СССР, 1989*].

Всего было исследовано 6 залежей пластовых льдов. Залежь VD1 – на Центральном Ямале, в районе Бованенковского месторождения, в пределах геокриолоигческого стационара «Васькины дачи». Две залежи (CB1 и CB2) обнаружены в береговых уступах в районе «Чёрного берега» вблизи Харасавэйского месторождения. Ещё три залежи (KZ1, KZ2, KZ3) вскрыты в береговых уступах на побережье залива Шарапов Шар, в районе Крузенштернского месторождения.

Методы. В полевых условиях проводилось криолитологическое описание залежей пластовых льдов в предварительно защищенных стенках естественных обнажений. Фиксировались форма ледяного тела, особенности его структуры и текстуры, характер границ с перекрывающими и, по возможности, подстилающими отложениями. Также описывались перекрывающие отложения: состав, криотекстура, цвет, наличие органики.

Из пластовых льдов и вмещающих мёрзлых отложений методом равновесной дегазации в полевых условиях (метод «Headspace») проводился отбор газовой составляющей [*Alperin, 1985; Облогов, 2016*]. Для предотвращения растворения газов при перекачивании воздуха из пробоотборника в стеклянный герметичный флакон в качестве «водной пробки» использовался высококонцентрированный раствор хлорида натрия.

В лаборатории карбомониторинга наземных экосистем ИФХПБП РАН проводился анализ состава газов, отобранных из пластовых льдов на приборе Хроматэк Кристалл 5000 с плазменно-ионизационным типом детектора. Впоследствии полученные данные о содержании метана в пробах были пересчитаны из ppm в ppmV и мл/кг.

Результаты. В 2025 году на берегу залива Шарапов Шар (Крузенштернское месторождение) было вскрыто три залежи пластового льда. Залежь 25KZ1 была обнаружена в стенке берегового уступа на глубине 5,5 м от бровки (рис. 2А). Пластовый лёд перекрыт пылеватыми суглинками с прослоями глин. Залежь имеет чашеобразную форму с уклоном до 30°. Ледовое тело осложнено грунтовым включением (темно-серый суглинок с массивной криотекстурой). Наблюдается горизонтальная слоистость, подчеркиваемая чередованием стекловидного льда (толщина прослоев 5-7 см) и ледогрунта, аналогичного тому, что вскрывается в нише. Цвет залежи серый, черный в боковых частях, имеется включение белого льда с большим количеством пузырьков (размер пузырьков менее 1,5 мм). Видимая мощность залежи – 1,0 м, под залежью лед переходит в ледогрунт. Перекрывающие отложения находятся в мерзлом состоянии с глубины 1,3 – 1,5 м. По результатам анализа (2 пробы) установлено очень низкое содержание метана: минимальное значение составляет 0,02 мл/кг (24 ppmV), максимальное – 0,12 мл/кг (135 ppmV).

Вторая залежь пластового льда (25KZ2) была обнаружена в 500 м к югу от первой залежи (рис. 2Б). Лед также вскрыт в береговом уступе на глубине 8,0 м от поверхности. Залежь 25KZ2 крупнее первой, нижняя граница льда опускается до 1-2м над уровнем моря (видимая мощность превышает 4,0 м). Сверху вниз в перекрывающей толще вскрываются суглинки и глины, аналогичные тем, что вскрывались на точке 25KZ1. Один из бортов ледового тела перекрыт осыпным материалом (пылеватый песок средней зернистости), на контакте льда и перекрывающей пачки талых отложений вскрывается прослой мерзлых суглинков с массивной криотекстурой. Отмечается падение перекрывающих слоев и структурных частей ледовой залежи в сторону береговой линии. Залежь имеет темно-серый, черный цвет, во льду присутствуют пузырьки (диаметр менее 2 мм), наблюдается проявление слоистости, подчеркиваемое тонкими прослоями мерзлого ледогрунта (в полевых условиях механический состав отложений определен как пылеватый суглинок). Залежь также осложнена включением белого льда с большим количеством мелких (менее 1 мм в диаметре) пузырьков. Содержание метана в залежи относительно невысокое – среднее значение по результатам анализа 3 проб составило 0,65 мл/кг (821 ppmV), минимальное – 0,06 мл/кг (71,14 ppmV), максимальное – 1,66 мл/кг (2076 ppmV). Содержание метана в перекрывающих отложениях – 1,08 мл/кг (641 ppmV).

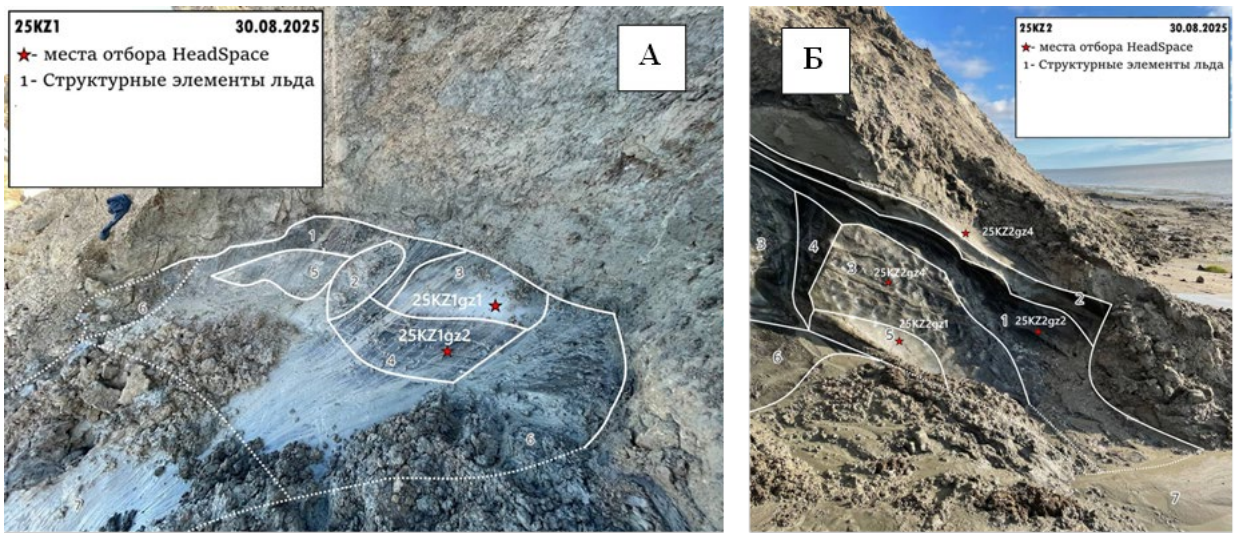


Рис. 2. Залежи пластового льда на побережье залива Шарапов Шар. А – 25KZ1. Б – 25KZ2.

Третья залежь (25KZ3) была обнаружена в 1 км к северу от залежи 25KZ1 (рис. 3). Выход приурочен к останцу между двумя крупными термоцирками более древней генерации. В отличие от 25KZ1 и 25KZ2, третья залежь экспонировна в верхней части берегового уступа (12-13 м над урезом). Максимальная высота перекрывающих отложений составляет около 9,0 м, минимальная – 1,5 м.

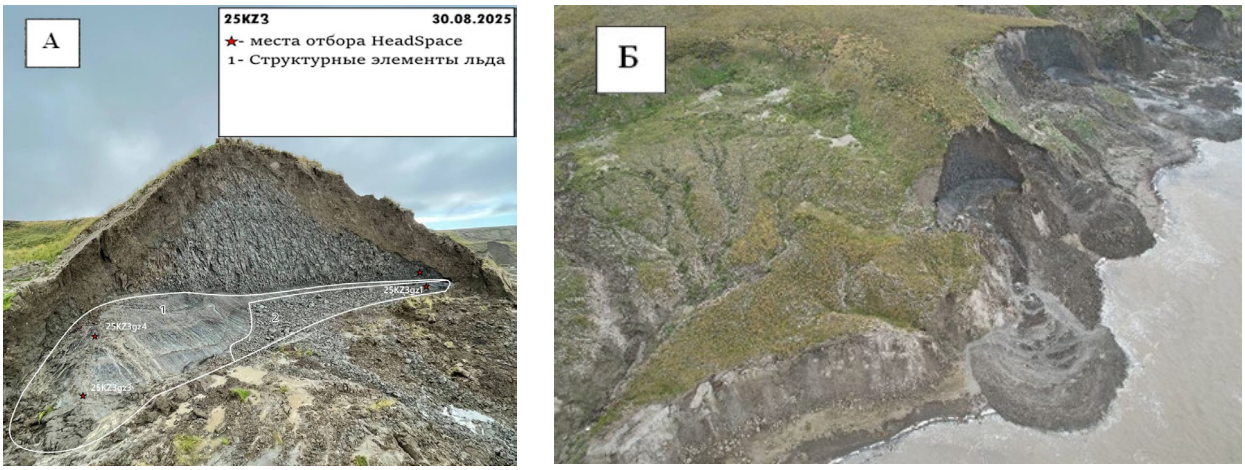


Рис. 3. Залежь пластового льда на побережье залива Шарапов Шар – 25KZ3. Ледяное тело перекрыто глинами с сетчатой криотекстурой.

В обнажении последовательно вскрывается пылеватая супесь в талом состоянии, коричневый суглинок в талом состоянии (нижняя часть горизонта находится в мерзлом состоянии, криотекстура атакситовая, сетчатая), основные же перекрывающие отложения представлены темно-серой мерзлой глиной с сетчатой криотекстурой. Шлиры льда, образующие сетчатую криотекстуру, достигают 3 см в толщине (лед в прослоях прозрачный, с небольшим наличием округлых пузырьков). Сама залежь имеет вытянутую в профиле форму, сложена стекловидным льдом с практически полным отсутствием пузырьков. Видимая мощность льда достигает 2,5 м в левом борту и уменьшается до 1,0-1,5 м правом борту. По анализу 3 проб в залежи обнаружено низкое содержание метана: минимальное значение – 0,08 мл/кг (107 ppmV), максимальное – 0,25 мл/кг (321 ppmV). Среднее значение составило 0,13 мл/кг (161 ppmV).

В районе Харасавэйского месторождения пластовые льды встречаются в пределах I и III морских террас. В 2025 году было обнаружено и изучено 2 залежи пластового льда. Первая залежь (25СВ1) обнаружена в небольшом термоцирке, вложенном в III морскую

террасу (к северо-востоку от мыса Бурунный) (рис. 4А). Лед вскрывается на глубине от 1,0 м от бровки уступа. Залежь перекрыта осыпными отложениями (коричневыми среднезернистыми песками коричневыми супесями), в правом борту залежи отмечено наличие мерзлых темно-серых суглинков. Из-за большого содержания минеральных включений залежь близка к ледогрунту, а не льду. Залежь имеет слоистое строение, включающее три ледовых (максимальная толщина составила 100-125 см, средняя – 75 см) и два ледогрунтовых слоя (толщина около 50 см). Лед и ледогрунт имеют серый цвет, в ледовых слоях отсутствуют пузырьки, лед стекловидный. Отмечается частое переслаивание льда и ледогрунта в боковых частях залежи. Нижний ледогрунтовый слой отличается большей толщиной и льдистостью, расширяется в правом борту. Видимая мощность залежи – 3,5 м. По результатам анализа 3 проб в залежи содержание метана относительно невысокое: среднее значение составило 0,18 мл/кг (201 ppmV), минимальное – 0,02 мл/кг (19,5 ppmV), максимальное – 0,33 мл/кг (371 ppmV). При этом во вмещающих отложениях содержание метана достаточно высокое – 1,09 мл/кг (542 ppmV).

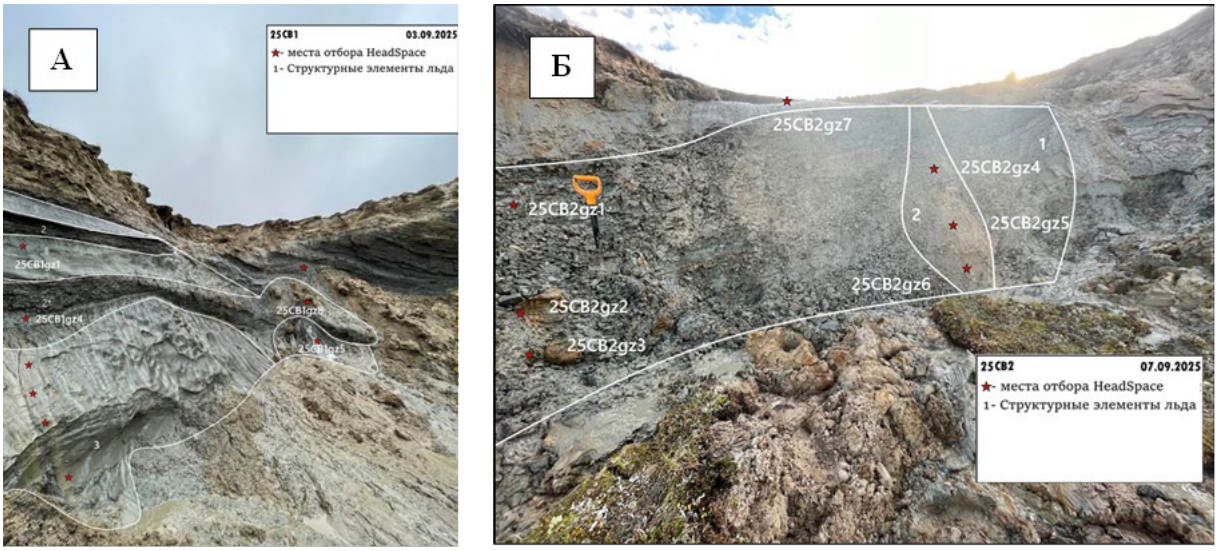


Рис. 4. Пластовые льды в районе Харасавэйского месторождения («Чёрный берег»). А – залежь 25CB1. Б – залежь 25CB2.

Вторая залежь (25CB2) обнаружена к югу от поселка Харасавэй в отложениях I морской террасы. Лед обнаружен на глубине 0,5 м от бровки уступа высотой 6-7 м и перекрыт тонким слоем торфа и коричневого суглинка в талом состоянии (рис. 4Б). Сама залежь представляет из себя переслаивание серого суглинка в мерзлом состоянии (криотекстура сетчатая, блоки ледогрунта имеют массивную криотекстуру, разделены крупными шлирами льда, толщина которых достигает 2-3см) и прозрачного льда без пузырьков. Максимальный размер линз льда достигает 7-10 см, ледогрунта – 12-15 см. В правой части обнажения пластовый лед осложнен вертикальной колонной (ширина до 75 см) из ледогрунта (коричневый суглинок с массивной криотекстурой). В колонне включений льда не обнаружено. Содержание метана в залежи (по результатам анализа 3 проб) относительно высокое: среднее значение достигает 1,51 мл/кг (1676 ppmV), максимальное – 3,22 мл/кг (3580 ppmV), минимальное – 0,6 мл/кг (663 ppmV). В грунтовых прослоях внутри залежи содержание метана также высокое – 2,27 мл/кг (1197 ppmV).

На Центральном Ямале, в районе Бованенковского месторождения и геокриологического стационара «Васькины Дачи» залежь пластового льда была обнаружена в стабилизировавшемся термоцирке, вложенном в отложения III террасы (рис. 5).

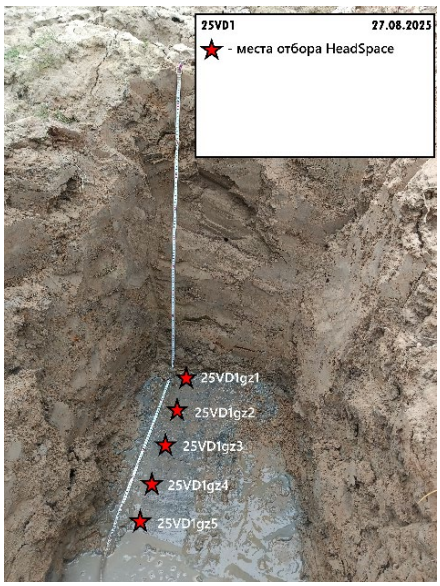


Рис. 5. Схема отбора образцов из залежи 25VD1 (Центральный Ямал, Бованенково, Васькины Дачи). Пластовый лёд (серого цвета) перекрыт обвальными отложениями песчаного и супесчаного состава. Перекрывающие отложения – пески и супеси слоистые, в стенке термоцирка уже протаявшие.

Лёд вскрыт на глубине 7 м от бровки термоцирка, перекрыт осыпными отложениями (пылеватые пески и супеси). По количеству минеральных включений залежь скорее ближе к ледогрунту, чем к чистому льду. Наблюдается горизонтальная слоистость, подчёркиваемая чередованием прослоев более чистого стекловидного льда, толщиной до 1-2 см и суглинка с атакситовой криотекстурой (ледогрунт). Механический состав минеральных включений во льду определён в полевых условиях как суглинистый с примесью песчаных частиц. Цвет залежи серый. Видимая мощность залежи – 1,0 м. Контакт с перекрывающими отложениями не установлен, так как залежь скрыта под осыпным шлейфом. Перекрывающие отложения – слоистые пески и супеси, в стенке термоцирка находились уже в талом состоянии. Содержание метана в залежи очень высокое (по результатам анализа 5 проб): минимальное значение составляет 4,1 мл/кг (4 550 ppmV), среднее – 7,84 мл/кг (8 713 ppmV), максимальное – 11,06 мл/кг (12 289 ppmV).

Обсуждение результатов. В основе интерпретации генезиса пластовых льдов по содержанию в них метана лежит несколько предположений [*Васильев и др., 2015; Стрелецкая и др., 2018; Кузякин и др., 2024*]. Метан консервируются в мёрзлых породах и природных льдах в форме газовых включений из-за закупоривания пор в процессе промерзания. Низкая биохимическая активность в мерзлоте и затруднённая миграция газов сквозь неё позволяет считать концентрацию метана достаточно стабильной во времени. Это предположение даёт возможность определять условия промерзания отложений на основе концентраций метана в них. Если до промерзания отложения находились в бескислородных условиях, где происходит активный метаногенез, то в процессе формирования мерзлоты содержащийся в осадках метан консервируется в порах и сохраняется там, пока не произойдёт оттаивание отложений [*Стрелецкая и др., 2018*]. Если же в отложениях наблюдаются низкие концентрации метана, то можно предполагать, что до промерзания они находились в окислительной среде (либо в иной среде, где метаногенез отсутствует). При формировании льда ледников в его порах консервируется атмосферный воздух, концентрация метана в котором составляет 1,8 ppm [*Raynaud, 2012*]. Иными словами, чем ниже содержание метана в пластовом льду, тем более вероятно, что в его воздушных включениях содержится атмосферный воздух, а лёд имеет аллохтонное (погребённое) происхождение. Высокие же концентрации метана однозначно указывают на внутригрунтовое происхождение залежей.

Табл. 1. Сопоставление содержания метана в воздушных включениях пластовых льдов Западной Сибири и Восточной Чукотки и их генезиса (в т.ч. предполагаемого в данном исследовании).

Залежь пластового льда	**Содержание метана, ppmV (мин/сред/макс (кол-во проб))**	**Содержанием метана, мл/кг (мин/сред/макс)**	**Генезис (в т.ч. предполагаемый)**	**Источник**
25KZ1 (Крузентштерн)	24/80/135 (2)	0,02/0,07/0,12	Аллохтонный (погребённый)	эта публикация
25KZ2 (Крузентштерн)	71/821/2076 (3)	0,06/0,65/1,66	Внутригрунтовый	эта публикация
25KZ3 (Крузенштерн)	55/161/321 (3)	0,05/0,13/0,25	Внутригрунтовый инъекционный	эта публикация
25CB1 (Харасавэй)	19/201/371 (3)	0,02/0,18/0,33	Метод не позволяет однозначно предположить генезис	эта публикация
25CB2 (Харасавэй)	664/1676/3580 (3)	0,6/1,51/3,22	Внутригрунтовый	эта публикация
25VD1 (Бованенково)	4550/8713/12289 (5)	4,1/7,84/11,06	Внутригрунтовый (сегрегационный, при промерзании отложений)	эта публикация
Верхняя залежь пластового льда (Марре-Сале)	-	<0,01/0,93/23,29	Миграционный механизм образования при сингенетическом промерзании отложений	Облогов и др., 2025
Нижняя залежь пластового льда (Марре-Сале)	-	0,01/1,75/23,97	Инъекционный внутригрунтовый (при первичном промерзании отложений)	Облогов и др., 2025;
Нижняя залежь пластового льда (Сопочная Карга)	-	0,01/0,42/1,45	Метод не позволяет однозначно предположить генезис	Облогов и др., 2025
Пластовые льды (Васькины Дачи, Бованенково)	5308/15931/30719	-	Нет прямых указаний на генезис льда	Семёнов и др, 2024
ПЛ «23-й км» (Восточная Чукотка)	3/3/4	-	Погребённый ледник или снежник	Кузякин и др., 2024
ПЛ «ПТН» (Восточная Чукотка)	9/432/1582	-	Внутригрунтовый сегрегационный лёд, сформированный при эпигенетическом промерзании.	Кузякин и др., 2024
ПЛ «Аккани» (Восточная Чукотка)	2/2/3	-	Погребённый ледник или снежник	Кузякин и др., 2024
ПЛ «Лаврентия» (Восточная Чукотка)	2/18/70	-	Метод не позволяет однозначно предположить генезис	Кузякин и др., 2024

Несмотря на ряд недостатков, существующих при отборе проб методом «Headspace» [*Бутаков и др., 2021; Woong Yang et al.,2020; Чербунина и др., 2018*], он применяется для изучения пластовых льдов на севере Западной Сибири и Чукотки (табл. 1). Пластовые залежи Западной Сибири, сведения о которых имеются в литературе, как правило

характеризуются высоким содержанием метана (около 1-2 мл/кг в районе Марре-Сале и 15931 ppmV в районе Бованенково) и интерпретируются исследователями как залежи внутригрунтового происхождения [*Облогов и др., 2025; Семёнов и др., 2024*].

Для пластовых льдов Восточной Чукотки [*Кузякин и др., 2024*] характерны существенно меньшие значения содержания метана. Наиболее низкие значения (залежь «23-й км» и «Аккани») интерпретируются как подтверждение погребённого происхождения льдов, что в условиях низкогорного рельефа Чукотки вполне вероятно. Для залежей с более высоким содержанием метана предполагается внутригрунтовый генезис.

Совместный анализ криолитологического строения залежей пластовых льдов и содержания метана в них позволяет уверенно говорить о внутригрунтовом генезисе пластового льда в районе Бованенково (Васькины Дачи). В качестве подтверждения этого тезиса можно привести слоистое строение залежи, высокое содержание грунтовых частиц, а также очень высокое, по сравнению с другими залежами, содержание метана (до 11,06 мл/кг). Подобные значения нехарактерны для ледникового льда (или льда из атмосферных осадков), а могут быть объяснены с позиции внутригрунтового генезиса. Слоистое строение залежи указывает на сегрегационный механизм её формирования при промерзании вмещающих отложений.

В районе «Чёрного берега» (Харасавэй) залежь 25CB2 может рассматриваться как внутригрунтовая из-за достаточно высокого содержания метана (до 3,22 мл/кг). На это также указывают схожие высокие значения содержания метана в перекрывающих отложениях (2,27 мл/кг). Эта же залежь была описана ранее Беловой Н.Г. В работе [*Белова, 2014*] образцы из залежи анализировались методом изотопного анализа расплава льда, по результатам анализа значения $\delta^{18}O$ составили от -18,6 до 26,3%, значения $\delta^{18}O$ в залежи уменьшаются пропорционально росту d_{exc}, что свидетельствует о формировании пласта при эпигенетическом промерзании вмещающих отложений при промерзании сверху вниз. Изотопный состав залежи свидетельствует о внутригрунтовом происхождении залежи работе [*Белова, 2014*]. Такая интерпретация генезиса залежи на основе изотопного состава совпадает с результатами анализа метана методом равновесной дегазации.

Залежь 25CB1, напротив, характеризуется низким содержанием метана (до 0,33 мл/кг), при этом во вмещающих отложениях его содержание в 3 раза выше (1,09 мл/кг). Это можно интерпретировать как подтверждение аллохтонного генезиса. Однако стоит отметить, что при описании залежи указана стекловидная текстура льда и отсутствие пузырьков воздуха внутри льда. Поэтому низкое содержание метана во льду может быть объяснено как аллохтонным происхождением льда, так и попросту отсутствием необходимого количества воздуха в залежи из-за особенностей её строени. Следовательно, для данной залежи преждевременно делать однозначный вывод о генезисе только на основе анализа содержания метана.

В районе Крузенштернского месторождения (побережье залива Шарапов Шар) только залежь 25KZ2 (см. рис. 2Б) может быть отнесена к внутригрунтовым из-за высокого содержания метана в ней (до 1,66 мл/кг). Во вмещающих отложениях содержание метана также достаточно высокое (1,08 мл/кг), что говорит о взаимосвязи отложений и пластового льда.

Залежь 25KZ3 характеризуется невысоким содержанием метана (до 0,25 мл/кг), однако, особенности её криолитологического строения (стекловидный лёд без пузырьков и сетчатая криотекстура перекрывающих глин) свидетельствуют о её внутригрунтовом инъекционном генезисе. Низкое содержание метана в данном случае может объясняться отсутствием воздушных включений во льду.

Залежь 25KZ1 имеет самые низкие значения концентрации метана (до 0,12 мл/кг). При этом отмечается, что во льду содержится достаточно большое количество пузырьков

воздуха. Следовательно, низкое содержание метана может быть связано с аллохтонным происхождением залежи.

Таким образом, внутригрунтовое происхождение пластового льда может подтверждаться только высоким содержанием метана. Низкое содержание может свидетельствовать либо о погребённом происхождении залежи, либо об отсутствии воздушных включений во льду. В данном случае необходимо дополнительно рассматривать криолитологическое строение залежей.

Выводы. Несмотря на недостатки, из-за удобства и простоты метод «Headspace» достаточно активно применяется для исследования воздушных включений в многолетнемёрзлых породах и пластовых льдах. По результатам анализа содержания метана в воздушных включениях пластовых льдов на Центральном и Западном Ямале можно сделать следующие выводы:

1) Наибольшее содержание метана характерно для залежи пластового льда в районе Бованенково (до 11,06 мл/кг), что однозначно указывает на её внутригрунтовое происхождение, вероятно, по сегрегационному механизму.

2) По содержанию метана пластовые льды на побережье (районы Крузенштернского и Харасавэйского месторождений) можно разделить на три группы. Первая группа – пластовые льды с высоким содержанием метана (25KZ2 – до 1,66 мл/кг и 25CB2 – до 3,22 мл/кг), которые с определённой степенью уверенности можно называть внутригрунтовыми. Вторая группа – пластовые льды с низким содержанием метана (25KZ3 – до 0,25 мл/кг и 25CB1 – до 0,33 мл/кг) и с незначительным количеством воздушных включений (стекловидная текстура залежи). В данном случае низкое содержание метана вызвано отсутствием пузырьков воздуха, поэтому данный критерий не подходит для установления генезиса льдов этого типа. Третья группа – пластовые льды с низким содержанием метана (25KZ1 – до 0,12 мл/кг) и значительным количеством воздушных включений. В этом случае можно предполагать погребённый (аллохтонный) генезис пластового льда.

3) Определение количества метана в воздушных включениях пластовых льдов позволяет с определённой степенью достоверности выделить залежи внутригрунтового происхождения, для которых характерны высокие концентрации метана. Однако, использования только одного этого критерия недостаточно для установления генезиса пластовых льдов. Вероятно, данный геохимический анализ может успешно работать совместно с криолитологическим и изотопным анализами.

Благодарности. Полевые исследования выполнены при поддержке АО «Институт экологического проектирования и изысканий» и Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова (проект «Мониторинг состояния окружающей среды на лицензионных участках Карского и Баренцева морей, Байдарацкой губы в 2024-2026 гг.»). Лабораторные исследования выполнены в лаборатории карбомониторинга наземных экосистем ИФХПБП РАН по проекту РНФ №25-17-00010.

ЛИТЕРАТУРА

Баулин В.В., Белопухова Е.Б., Дубиков Г.И., Шмелев Л.М. Геокриологические условия Западно-Сибирской низменности. М.: Наука, 1967. 214 с.

Белова Н. Г. Пластовые льды юго-западного побережья Карского моря. МАКС Пресс Москва, 2014. 180 с

Бутаков В.И., Слагода Е.А., Тихонравова Я.В. Содержание и состав атмосферных и парниковых газов в подземных льдах разного генезиса // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. №. 11. С. 22–36. doi: 10.18799/24131830/2021/11/3082

Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Мельников В.П., Облогов Г.Е. Метан в подземных льдах и мёрзлых четвертичных отложениях Западного Ямала // Доклады Академии наук. 2015. Т. 465. №. 5. С. 604–604. doi: 10.7868/S0869565215350236

Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: Наука, 1975. 214 с.

Геокриология СССР. Западная Сибирь / под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 454 с.

Кузякин Л.П., Маслаков А.А., Семёнов П.Б. Белова Н.Г., Васильчук Ю.К., Киль А.О. Метан в пластовых льдах Восточной Чукотки как индикатор их генезиса // Лёд и снег. 2024. Т. 64. №3. С. 447-463. doi: 10.31857/S2076673424030106

Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене-голоцене. Тюмень: Ин-т криосферы Земли СО РАН. 2016.

Облогов Г.Е., Задорожная Н.А., Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Семенов П.Б. Метан в подземных льдах и мерзлых четвертичных отложениях севера Западной Сибири // Криосфера Земли. 2025. Т. XXIX. № 3. С. 31–44. doi: 10.15372/KZ20250304

Полуостров Ямал (инженерно-геологический очерк) / Под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. 280 с.

Природа Ямала / В. Н. Большаков, В. С. Балахонов, В. Д. Громик [и др.]. – Екатеринбург : Уральская издательская фирма "Наука", 1995. 435 с.

Семенов П.Б., Малышев С.В., Киль А.О., Шатрова Е.В., Лодочникова А.С., Белова Н.Г., Лейбман М.О., Стрелецкая И.Д. Геохимия подземных льдов Российской Арктики с фокусом на цикл углерода: результаты исследовательской статистики // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2023. Выпуск 10, с. 245-254. doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-245-254

Семенов П.Б., Киль А.О., Шатрова Е.В., Белова Н.Г., Левочкина О.В., Лейбман М.О., Облогов Г.Е., Хомутов А.В., Стрелецкая И.Д. Молекулярные характеристики состава углеводородных газов и изотопный состав метана в образцах подземных льдов как ключ к пониманию состояния метанового цикла // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2024. Выпуск 11, с. 581-587. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-581-587

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Семенов П.Б., Ваништейн Б.Г., Ривкина Е.М. Метан в подземных льдах и мёрзлых отложениях на побережье и шельфе Карского моря // Лёд и снег. 2018. Т. 58. №. 1. С. 65–77. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-65-77

Чербунина М.Ю., Шмелев Д.Г., Кривенок Л.А. Влияние способов дегазации мерзлых образцов на результаты определения концентрации метана // Инженерная геология. 2018. Т. 13. №. 3. С. 62–73. doi: 10.25296/1993-5056-2018-13-3-62-73

Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation // Applied and Environmental Microbiology. 1985. Vol. 50. P. 940–945. doi: 10.1128/aem.50.4.940-945.1985

Arkhangelov, A.A., Novgorodova, E.V. Genesis of massive ice at “Ice Mountains”, Yenesei River, Western Siberia, according to results of gas analyses // Permafrost Periglac. Proc. 1991. № 2. P. 167–170. doi: 10.1002/ppp.3430020210

Kraev G., Schulze E-D., Yurova A., Kholodov A., Chuvilin E., Rivkina E. Cryogenic displacement and accumulation of biogenic methane in frozen soils // Atmosphere. 2017. Vol. 8. №. 6. P. 105. doi: 10.3390/atmos8060105.

Raynaud D. The integrity of the ice record of green-house gases with a special focus on atmospheric // Ice and Snow. 2012. Vol. Is. 2. P. 5-14. doi:10.15356/2076-6734-2012-2-5-14

Walz J., Knoblauch C., Tigges R., Opel T., Schirrmeister L., Pfeiffer E. M. Greenhouse gas production in degrading ice-rich permafrost deposits in northeastern Siberia // Biogeosciences. 2018. Vol. 15. №. 17. P. 5423–5436. doi: 10.5194/bg-15-5423-2018

Yang J.-W., Ahn J., Iwahana G., Han S., Kim K., Fedorov A. Brief Communication: The reliability of gas extraction techniques for analysing CH4 and N2O compositions in gas trapped in permafrost ice wedges // The Cryosphere. 2020. № 14. P. 1311–1324. doi: 10.5194/tc-14-1311-2020

METHANE IN MASSIVE ICE ON THE CENTRAL AND WESTERN YAMAL AS INDICATOR OF THEIR ORIGIN

Dunaev A.V.[1], Kuziakin L.P.[1], Lupachev A.V.[2], Samokhvalov N.D.[1,2], Nikolaeva E.S.[1], Kazhukalo G.A.[1], Pryadilina A.V.[1], Naumov A.D.[3]*

[1]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[2]Institute of Physico-Chemical and Biological Problems of Soil Science RAS, Pushchino, Russia
[3]JSC "Institute of Environmental Survey, Planning & Assessment", Moscow, Russia

As part of the field research, with the support of the Faculty of Geography at Lomonosov Moscow State University, JSC "IESPA", and the Arctic Research Center of the Yamal-Nenets autonomous district, six reservoirs of layered ice were studied during the summer field season of 2025 in the Bovanenkovskoye, Kruzenshternskoye, and Kharasaveyskoye gas fields of Central and Western Yamal. A cryolithological description of the reservoirs was conducted, and their structural features were established. Gas samples (air inclusions) were also collected from the ice using the equilibrium degassing method in the field (Headspace). The high concentrations of methane in the layer ice of Central Yamal (Bovanenkovo), with an average of 7.8 ml/kg, as well as their structure, which is closer to high-ice loam than to ice, indicate their in-situ origin, likely due to segregation during the initial freezing of water-saturated sediments. Ice deposits that open up in coastal cliffs on the Yamal coast can also be identified as subsurface deposits with high average methane content (0.65, 1.51 ml/kg), or as buried, at low values (0.13, 0.18, and 0.07 ml/kg).

Keywords: *massive ice beds, methane, paleogeography, Yamal peninsula, cryolithology*

REFERENCES:

Baulin V.V., Belopukhova E.B., Dubikov G.I., Shmelev L.M. Geokriologicheskie usloviya Zapadno-Sibirskoi nuzmennosti [Geocryological Conditions of the West Siberian Lowland]. Moscow, Nauka, 1967, 214 p. (in Russian).

Belova N. G. Stratified ice of the southwestern coast of the Kara Sea. MAKS Press, Moscow, 2014. 180 s. (in Russian).

Butakov V.I., Slagoda E.A., Tikhonravova Y.V. Content and composition of atmospheric and greenhouse gases in underground ice of different origins // Izvestiya Tomskogo polytechnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesursov. Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Geo Assets Engineering. 2021, 332: 22–36. (in Russian). doi: 10.18799/24131830/2021/11/3082

Vasiliev A.A., Melnikov V.P., Oblogov G.E., Streletskaya I.D. Methane in ground ice and frozen quaternary deposits of Western Yamal // Doklady Earth Sciences. 2015. Vol. 465. № 2. P. 1289-1292. doi: 10.1134/S1028334X15120168

Vturin B.I. Podzemnye l'dy SSSR. Underground ice of the USSR. Moscow: Nauka, 1975: 214 p. (in Russian).

Geocryology of the USSR. Western Siberia / edited by E.D. Ershov. Moscow: Nedra, 1989. 454 p. (in Russian).

Kuziakin L.P., Maslakova A.A., Semenov P.B., Belova N.G., Vasil'chuk Y.K., Kil A.O. Methane in massive ice beds in Eastern Chukotka as an indicator of their origin // Ice and Snow. 2024. Vol. 64. Is. 3. P. 447-463. doi: 10.31857/S2076673424030106

Oblogov G.E. Evolution of the Coastal and Shelf Cryolithozone of the Kara Sea in the Late Neogene-Holocene. Tyumen: Institute of the Earth's Cryosphere of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences. 2016. (in Russian).

Oblogov G.E., Zadorozhnaya N.A., Vasilyev A.A., Streletskaya I.D., and Semenov P.B. Methane in Underground Ice and Frozen Quaternary Sediments in Northern Western Siberia // Cryosphere of the Earth. 2025. Vol. XXIX. No. 3. P. 31–44. doi: 10.15372/KZ20250304

Yamal Peninsula (Engineering and Geological Essay) / Edited by V.T. Trofimov. Moscow: Moscow University Press, 1975. 280 p. (in Russian).

The Nature of Yamal / V.N. Bolshakov, V.S. Balakhonov, V.D. Gromik et al. Yekaterinburg: Ural Publishing House Nauka, 1995. 435 p. (in Russian).

Semenov P.B., Malyshev S.V., Kil A.O., Shatrova E.V., Lodochnikova A.S., Belova N.G., Leibman M.O., Streletskaya I.D. Geochemistry of ground ice in the Russian Arctic with a focus on the carbon cycle: explorative statistics results // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2023. Issue 10. P. 245-254. doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-245-254

Semenov P.B., Kil A.O., Shatrova E.V., Belova N.G., Levochkina O.V., Leibman M.O., Oblogov G.E., Khomutov A.V., Streletskaya I.D. Molecular characteristics of hydrocarbon gases and isotopic composition of methane in ground ice samples as a key to understanding the state of the methane cycle // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024. Issue 11. P. 581-587. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-581-587

Streletskaya I.D., Vasil'ev A.A., Oblogov G.E., Semenov P.B., Vanshtein B.G., Rivkina E.M. Methane in underground ice and frozen sediments on the coast and shelf of the Kara Sea // Ice and snow. 2018. Vol. 58. Is. 1. P. 65-77. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-65-77

Cherbunina M.Y., Shmelev D.G., Krivenok L.A. The effect of degassing method of frozen soils on the test results of methane concentration // Engineering Geology. 2018. Vol. 13. Is. 3. P. 62–73. doi: 10.25296/1993-5056-2018-13-3-62-73

Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation // Applied and Environmental Microbiology. 1985. Vol. 50. P. 940–945. doi: 10.1128/aem.50.4.940-945.1985

Arkhangelov, A.A., Novgorodova, E.V. Genesis of massive ice at “Ice Mountains”, Yenesei River, Western Siberia, according to results of gas analyses // Permafrost Periglac. Proc. 1991. № 2. P. 167–170. doi: 10.1002/ppp.3430020210

Kraev G., Schulze E-D., Yurova A., Kholodov A., Chuvilin E., Rivkina E. Cryogenic displacement and accumulation of biogenic methane in frozen soils // Atmosphere. 2017. Vol. 8. №. 6. P. 105. doi: 10.3390/atmos8060105.

Raynaud D. The integrity of the ice record of green-house gases with a special focus on atmospheric // Ice and Snow. 2012. Vol. Is. 2. P. 5-14. doi:10.15356/2076-6734-2012-2-5-14

Walz J., Knoblauch C., Tigges R., Opel T., Schirrmeister L., Pfeiffer E. M. Greenhouse gas production in degrading ice-rich permafrost deposits in northeastern Siberia // Biogeosciences. 2018. Vol. 15. №. 17. P. 5423–5436. doi: 10.5194/bg-15-5423-2018

Yang J.-W., Ahn J., Iwahana G., Han S., Kim K., Fedorov A. Brief Communication: The reliability of gas extraction techniques for analysing CH4 and N2O compositions in gas trapped in permafrost ice wedges // The Cryosphere. 2020. № 14. P. 1311–1324. doi: 10.5194/tc-14-1311-2020

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-309-313

ГЛУБИНА СЕЗОННОГО ПРОМЕРЗАНИЯ ПОРОД НАЛЕДНОЙ ПОЛЯНЫ В ДОЛИНЕ Р. АНМАНГЫНДА И ЕЕ СВЯЗЬ С ТОЛЩИНОЙ НАЛЕДИ

✉ *Землянскова А.А.[1], Макарьева О.М.[1], Оленченко В.В.[2]*

[1]ФГБУ «Государственный гидрологический институт», Санкт-Петербург, Россия
[2] Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
✉ *anastasiazemlanskova@gmail.com*

Наледи включены в число самых опасных природных явлений России. Их исследования с целью выявления факторов и динамики формирования являются актуальной задачей. Объект исследования – гигантская наледь подземных вод в долине р. Анмангында, которая находится в 30 км от пос. Усть-Омчуг. В течение трех полевых сезонов в 2021, 2024 и 2025 гг. проводились геофизические исследования с целью изучения строения наледи, выявления границ сезонного промерзания пород, каналов разгрузки подземных вод и оценки толщины льда. Работы выполнены с помощью георадара ОКО с антенным блоком центральной частоты 250 МГц. Установлено, что в период максимального развития наледи (апрель месяц) толщина льда достигала значений 4.2-6.7 м при площади 3.7-4.3 км^2. Глубина сезонного промерзания имеет трехмодальное распределение с медианными значениями 2.4 м, 4.0 м и 5.1 м. Была рассмотрена связь толщины наледного льда и глубины промерзания. Анализ показал, что до достижения толщины льда 2 м наблюдается прямая связь, а свыше этого значения – обратная. Особые гидротермальные условия наледных полян изучены слабо, поэтому данное исследование представляет интерес для широкого круга специалистов.

Ключевые слова: *Анмангындинская наледь, криолитозона, георадиолокационное зондирование, сезонное промерзание, мерзлота*

Наледи — это специфическая форма сезонного оледенения, образующаяся в виде больших ледяных участков в долинах рек, которая характерна для территорий, где распространена многолетняя мерзлота [*Ensom и др., 2022*]. Площадь наледей может измеряться десятками квадратных километров, а толщина льда достигать 10-12 м. Распределение наледей тесно связано со структурой рельефа, с его расчленением и морфологическими особенностями речных долин в регионе.

Сезонная и многолетняя изменчивость наледей, сопутствующие криогенные и посткриогенные геолого-геоморфологические явления оказывают значительное влияние на окружающую среду и криогенные процессы, происходящие в пределах наледных полян [*Алексеев, 2015*]. Скорость формирования и таяния льда оказывает влияние на подстилающую поверхность, называемую наледной поляной. В результате сезонного промерзания отложений создаются преграды на пути грунтового потока, что способствует выходу воды на поверхность из-за нарастающего давления, что и способствует формированию наледей [*Романовский, 1973*]. Первые работы по изучению процесса наледеобразования были опубликованы еще в 19 веке, однако мерзлотно-гидрогеологическое строение наледных полян изучено не в полной мере.

Одним из методов изучения строения наледей является георадиолокация (ГРЛ) [*Terry et al., 2020; Liu et al.., 2021*]. Он позволяет установить конфигурацию и мощность мерзлых толщ, границы таликовых зон, изучить строение наледей, выделить локальные объекты [*Оленченко и др., 2023; Едемский и др., 2025*].

Данная работа направлена на изучение влияния толщины наледи на глубину промерзания отложений наледной поляны.

Объектом исследования выбрана Анмангындинская наледь, ежегодно формирующаяся в долине одноименной реки. По историческим данным её максимальные размеры составляли 6.8 км^2 (1978 г.) по площади и 11.7 млн м^3 (1967 г.) в объеме, а толщина льда в отдельных точках достигала 6-8 м. Для бассейна р. Анмангында характерно повсеместное распространение многолетней мерзлоты мощностью от 100 до

450 м, иногда прерывающейся в таликовых зонах. Геологическое строение представлено осадочными породами верхнего триаса, юры и мела [*Землянскова и др., 2023*].

Исследования проведены с помощью георадара ОКО с антенным блоком на центральную частоту 250 МГц. Измерения проводились весной 2021, 2024 и 2025 гг. Шаг зондирования по профилям составлял 0.05 м. Обработка данных осуществлялась с помощью программного обеспечения GeoScan32. На каждом профиле определялась глубина отражающей границы от поверхности земли и подошвы слоя сезонного промерзания.

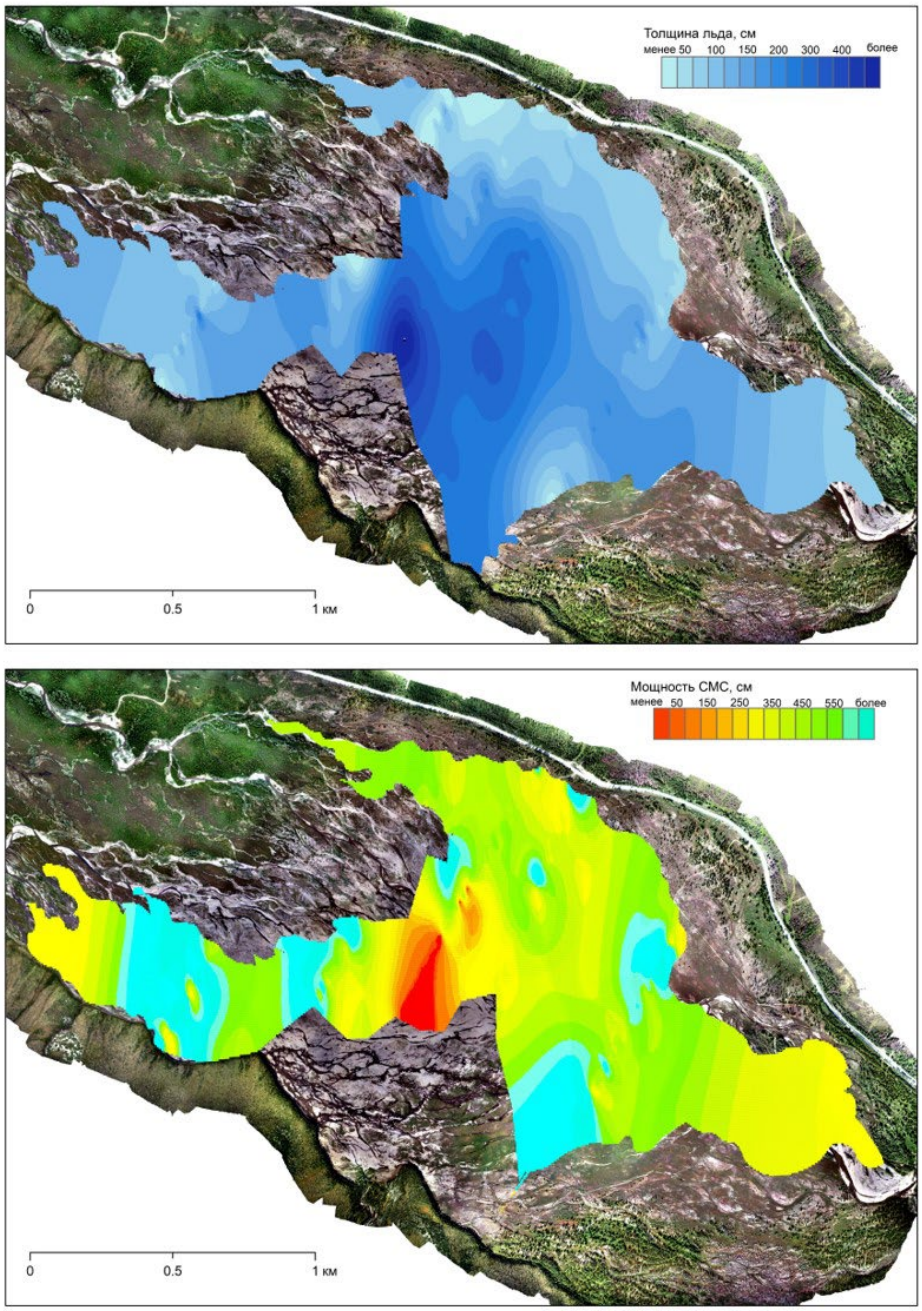


Рис. 1. Схемы распределения толщины льда Анмангындинской наледи и мощности сезонно-мерзлого слоя пород наледной поляны по результатам ГРЛ съемки, апрель 2024 г.

Для исследования особенностей промерзания пород было проведено зонирование наледной поляны, отражающее условия на её поверхности. С помощью беспилотного летательного аппарата DJI Phantom 4 pro v.2 была выполнена съемка наледной поляны в летний период, а после составлен ортофотоплан. С помощью инструментов ArcMap ортофотоплан был обработан и наледная поляна была разделена на зоны: речная сеть,

границы активного многолетнего формирования наледи (участки без растительности, представленные аллювием), зона развития кустарничков, а также залесенные участки.

Для оценки влияния условий поверхности наледной поляны на условия промерзания и образования наледи были проанализированы данные георадиолокационной съемки за 2021 г. Связь между толщиной наледи и глубиной сезонного промерзания была оценена с использованием коэффициента ранговой корреляции Спирмена r_s, уровень значимости $p < 0.05$.

Различные поверхностные условия, в том числе и разная толщина льда, влияют на глубину сезонного промерзания, на температурный режим и фазовые переходы воды в толще пород [*Алексеев, 2015*]. На схеме за 2024 г. (рис. 1) показано, что в пределах участков формирования наледи общая глубина промерзания достигает 5 м и более, что приводит к промерзанию каналов фильтрации и формированию в надмерзлотных таликах высокого давления воды с последующим ее изливом на поверхность. Участки с минимальным сезонным промерзанием находятся в зонах активной фильтрации подземных вод.

Неравномерность формирования наледи и сложный механизм ее образования приводят к неравномерному промерзанию отложений. Внутри ледяной толщи и под ней может циркулировать поток грунтовых вод, который уменьшает связь между температурой воздуха и подстилающей поверхностью. На участках, где наледь образуется позже всего, долгое время лежит снег. После насыщения водой и кристаллизации под воздействием отрицательных температур становится наледью. Образовавшийся лед усиливает связь между температурой воздуха и подстилающей поверхностью. Одной из особенностей также является наличие таликовых зон, которые за счет тепловой энергии уменьшают глубину промерзания.

На наледной поляне, которая включает в себя все выделенные нами зоны, до толщины льда 2.0 м глубина промерзания меняется в широких пределах – от 1 до 5 и более метров, при толщине льда свыше 2.5 м разброс значений сокращается. Чем больше толщина льда, тем меньше промерзание. На участках представленные аллювием при увеличении толщины льда на 1 м промерзание отложений увеличивается на 0.39 м, на участках, где произрастают кустарнички – на 0.60 м. При достижении наледью 3 м и более глубина промерзания уменьшается. На залесенных участках наледной поляны связь не установлена.

Табл. 1. Уравнения регрессии для определения глубины сезонного промерзания в зависимости от толщины наледи

Тип зоны наледной поляны / Толщина льда, м	до 2–2.5	более 2.5
Наледная поляна	$y = 0.34x + 3.86$ $R^2 = 0.94$ $r_s = 0.16$	$y = 6.45–0.77x$ $R^2 = 0.82$ $r_s = –0.61$

где x – толщина наледи в метрах, y – глубина сезонного промерзания в метрах, r_s – коэффициент ранговой корреляции Спирмена при уровне значимости $p<0.05$.

В границах речной сети, где толщина льда менее 2.0 м, глубина сезонного промерзания увеличивается на 0.96 м с каждым метром льда, при толщине льда более 2.0 м – уменьшается на 0.78 м. Процесс обусловлен выходом подземных вод под ледяной покров реки, что меняет структуру и форму наледи. Во время выхода воды температура повышается, сокращая глубину промерзания до минимума. Вода, изливаясь на поверхность, замерзает, создавая дополнительный ледяной слой. После прекращения выхода воды отложения наледной поляны вновь начинают промерзать.

Результаты исследования могут быть использованы для расчетов глубины сезонного промерзания при проектировании сооружений и инфраструктуры в районах распространения многолетнемерзлых пород в целях минимизации рисков повреждения

инфраструктуры от процессов наледеобразования. Для понимания механизмов формирования наледи необходимы длительные режимные наблюдения за динамикой геокриологических условий и изучение их связей с режимом гидрометеорологических параметров.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев В.Р. Подземные льды и гидротермическое движение грунтов на наледных участках речных долин // Лёд и Снег. 2015. Т. 55. № 1. С. 69-88. doi: 10.15356/2076-6734-2015-1-69-88

Едемский Д.Е., Тумской В.Е., Прокопович И.В. Георадиолокационное зондирование наледей и аллювия наледных полян в долине р. Кюбюме, Оймяконское нагорье // Лёд и Снег. 2025. Т. 65. №1. С. 135–147. doi: 10.31857/S2076673425010103

Землянскова А.А., Алексеев В.Р., Шихов А.Н., Осташов А.А., Нестерова Н.В., Макарьева О.М. Многолетняя динамика гигантской Анмангындинской наледи на Северо-Востоке России (1962–2021 гг.) // Лед и снег. 2023. Т. 63. №1. С. 71–84. doi: 10.31857/S2076673423010167

Оленченко В.В., Макарьева О.М., Землянскова А.А., Данилов К.П., Осташов А.А., Калганов А.С., Нестерова Н.В., Христофоров И.И. Геофизические признаки источников гигантской наледи на р. Анмангында (Магаданская область) // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 3. С. 1–15. doi: 10.5800/GT-2023-14-3-0702

Поморцев О.А., Кашкаров Е.П., Попов В.Ф. Наледи: глобальное потепление климата и процессы наледеобразования (ритмическая основа долгосрочного прогноза) // Вестник Якутского государственного университета. 2010. Т. 7. № 2. С. 40–48.

Романовский Н.Н. О геологической деятельности наледей // Мерзлотные исследования. 1973. Вып. XIII. С. 66–89.

Ensom T.P., Makarieva O.M., Morse P.D., Kane D.L., Alekseev V.R., Marsh P. The distribution and dynamics of aufeis in permafrost regions // Permafrost and Periglacial Processes. 2020. Vol. 31. Is. 3. P. 383–395. doi: 10.1002/ppp.2051

Liu W., Fortier R., Molson J., Lemieux J-M. A conceptual model for talik dynamics and icing formation in a river floodplain in the continuous permafrost zone at Salluit, Nunavik (Quebec), Canada // Permafrost and Periglacial Processes. 2021. Vol. 32. Is. 3. P. 468-483. doi: 10.1002/ppp.2111

Terry N., Grunewald E., Briggs M. et al. Seasonal subsurface thaw dynamics of an aufeis feature inferred from geophysical methods // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2020. Vol. 125. Is. 3, e2019JF005345. doi: 10.1029/2019JF005345

THE SEASONAL FREEZING DEPTH OF THE SEDIMENTS OF THE ANMANGYNDA AUFEIS GLADE AND ITS CORRELATION TO THE ICE THICKNESS

Zemlianskova A.A. [1], *Makarieva O.M.* [1], *Olenchenko V.V.* [2]

[1] State hydrological institute, St. Petersburg, Russia
[2] Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russia

Aufeis is one of the most dangerous natural phenomena in Russia. Their research in order to identify the factors and dynamics of formation is an urgent task. The object of the study is a giant groundwater aufeis in the valley of the Anmangynda river, which is located 30 km from the Ust-Omchug (Magadan region). During three field seasons in 2021, 2024 and 2025, geophysical studies were conducted to study the structure of the aufeis, identify the boundaries of seasonal sediments freezing, groundwater discharge channels and assess the thickness of the ice. The work was carried out using an OKO ground-penetrating radar with an antenna unit of a central frequency of 250 MHz. It was found that during the period of maximum aufeis formation (April), the ice thickness reached values of 4.2-6.7 m with an area of 3.7-4.3 km^2. A three-modal

distribution of seasonal freezing depth with median values of 2.4 m, 4.0 m and 5.1 m is highlighted. The correlation between the thickness of the aufeis thickness and the freezing depth was considered. The analysis showed that before reaching the ice thickness of 2 m, there is a direct relationship, and above this value, the opposite is true. The special hydrothermal conditions of aufeis glades have been poorly studied, so this research is of interest to a wide range of specialists.

Keywords: *Anmangynda aufeis, cryosphere, GPR, freezing depth, permafrost*

REFERENCES:

Alekseev V.R. Ground ice and hydrothermal ground motions on aufeis plots of river valleys // Ice and Snow. 2015. Vol. 55. Is. P. 69–88 (in Russian). doi: 10.15356/2076-6734-2015-1-69-88

Edemsky D.E., Tumskoy V.E., Prokopovich I.V. GPR sounding of aufeis and alluvium of aufeis glades in the Kyubyume River valley, Oymyakon Highlands // Ice and Snow. 2025. Vol. 65. Is. 1. P. 135–147. (in Russian). doi: 10.31857/S2076673425010103

Zemlianskova A.A., Alekseev V.R., Shikhov A.N., Ostashov A.A., Nesterova N.V., Makarieva O.M. Long-term dynamics of the huge Anmangynda aufeis in the North-East of Russia (1962–2021) // Ice and Snow. 2023 Vol. 63. Is. 1. P. 71–84. (in Russian). doi: 10.31857/S2076673423010167

Olenchenko V.V., Makarieva O.M., Zemlyanskova A.A., Danilov K.P., Ostashov A.A., Kalganov A.S., Nesterova N.V., Khristoforov I.I. Geophysical features of sources of giant aufeis on the Anmangynda river (Magadan region) // Geodynamics & Tectonophysics. 2023. Vol. 14. No. 3. P. 1–15. (in Russian). doi: 10.5800/GT-2023-14-3-0702

Pomorsev E.P., Kashkarov V.F., Popov V.F. Ice field: global warming and processes of ice formation (rhythmic basis of long-term prognosis) // Vestnik Yakut. Gos. un-ta [Vestnik of Yakut State University]. 2010. Vol. 7. №2. P. 40-48. (in Russian).

Romanovsky N.N. About geological activity of aufeis // Merzlotnye issledovaniya. 1973. Is. 13. P. 66–89.

Ensom T.P., Makarieva O.M., Morse P.D., Kane D.L., Alekseev V.R., Marsh P. The distribution and dynamics of aufeis in permafrost regions // Permafrost and Periglacial Processes. 2020. Vol. 31. Is. 3. P. 383–395. doi: 10.1002/ppp.2051

Liu W., Fortier R., Molson J., Lemieux J-M. A conceptual model for talik dynamics and icing formation in a river floodplain in the continuous permafrost zone at Salluit, Nunavik (Quebec), Canada // Permafrost and Periglacial Processes. 2021. Vol. 32. Is. 3. P. 468-483. doi: 10.1002/ppp.2111

Terry N., Grunewald E., Briggs M. et al. Seasonal subsurface thaw dynamics of an aufeis feature inferred from geophysical methods // Journal of Geophysical Research: Earth Surface. 2020. Vol. 125. Is. 3, e2019JF005345. doi: 10.1029/2019JF005345

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-314-321

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ТОРФЯНИКОВ В МАЛОЗЕМЕЛЬСКОЙ ТУНДРЕ (ОЗЕРО ГОЛОДНАЯ ГУБА, НЕНЕЦКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ)

✉*Лаптева Е.Г.*[1], *Зарецкая Н.Е.*[2], *Котенков А.В.*[2,3], *Баранов Д.В.*[2]

[1] Институт экологии растений и животных УрО РАН, Екатеринбург, Россия
[2] Институт географии РАН, Москва, Россия
[3] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
✉*lapteva@ipae.uran.ru*

Для восстановления истории формирования современных экосистем Малоземельской тундры в голоцене во время полевых исследований были изучены два разреза многолетнемерзлых торфяных толщ в береговых обнажениях озера Голодная Губа. В результате охарактеризовано геоморфологическое положение изученных объектов, описано строение разрезов, высказаны предположения о происхождении торфяных толщ. Из каждого разреза отобраны серии образцов на радиоуглеродное датирование и для комплекса палеоботанических методов, результаты которых позволят выполнить палеоэкологические реконструкции.

Ключевые слова: *палеоэкология*, *геолого-геоморфологический метод, палеоботанические методы, радиоуглеродное датирование, торфяник, голоцен, низовья Печоры*

Введение. В июле 2025 года в рамках реализации проекта РНФ № 25-24-00244 «Динамика флоры и растительности Малоземельской тундры в свете климатических флуктуаций голоцена: классические и новые методические аспекты палеоэкологических реконструкций» проведены полевые исследования в Ненецком автономном округе на озере Голодная Губа. Ранее, в 2009−2013 гг. в рамках долгосрочной целевой программы «Сохранение и развитие культуры Ненецкого автономного округа» сотрудниками Ненецкого краеведческого музея (г. Нарьян-Мар) были изучены природные комплексы озера, которое является частью Государственного природного заказника регионального значения «Нижнепечорский» [*Озеро Голодная Губа, 2013*]. В июле 2013 года в составе одной из этих экспедиций Е.Г. Лаптевой проводилось рекогносцировочное изучение многолетнемерзлых торфяных отложений окрестностей озера. С целью восстановления голоценовой истории формирования современных экосистем района исследований были детально изучены две многолетнемерзлые торфяные толщи мощностью 2.7 и 3 м комплексом палеоэкологических методов. Согласно полученной серии радиоуглеродных дат установлено, что палеоархивы охватывают около 9.5 и более 11.2 тыс. кал. л.н., соответственно. На основе палеоботанических данных были охарактеризованы стадии заболачивания существовавших палеоводоемов и сукцессии растительных сообществ территории в течение голоцена [*Лаптева и др., 2016; Лаптева, Корона, 2022; 2025*]. Однако в полученных палеозаписях выявлены существенные различия, как в динамике состава растительных сообществ, так и в возрастных рубежах этих изменений. Это, вероятно, свидетельствует о значительном влиянии локальных условий на формирование изученных палеоархивов, что затрудняет их использование при палеоэкологических реконструкциях посредством математических алгоритмов и моделей. В связи с этим, целью настоящего исследования было получение новых детальных палеоархивов из этого района оз. Голодная Губа, отражающих как региональные, так и глобальные изменения природной среды в голоцене, которые можно было бы использовать в палеореконструкциях на основе математических моделей.

В ранее опубликованных научных материалах были обнаружены данные о существовании в береговых обрывах оз. Голодная Губа ряда разрезов многолетнемерзлых торфяных толщ большой

мощности, начало формирования которых датируется интервалом 11.7−8.6 тыс. кал. л.н. [*Арсланов и др., 1987*]. Информация о местонахождении перспективных объектов уточнена в устном сообщении профессором В.И. Астаховым (ИНоЗ СПбГУ). Таким образом, проведение полевых работ с целью поиска и изучения перспективных для палеоэкологических исследований объектов в окрестностях оз. Голодная Губа стало актуальным в свете выполнения задач научно-исследовательских работ в рамках проекта.

Район и методы исследования. Озеро Голодная Губа представляет собой бывший залив Печорского моря, затампонированный дельтовым аллювием реки, что хорошо прослеживается на космических снимках. В настоящее время водообмен озера с одним из рукавов дельты Печоры осуществляется через протоку Большое Горло, по которой идёт и судовой ход маломерных судов. Облик котловины озера (и, соответственно, бывшего залива) отражает, по-видимому, вторичный рельеф моренной равнины, сформированной харбейской (90−80 тыс. л.н.) и мархидской стадиями (60−50 тыс. л.н.) ранневалдайского оледенения [*Svendsen et al., 1999; Астахов, 2025*]. Гипотеза, высказанная ранее, о формировании котловины оз. Голодная Губа как эрозионного котлована, образованного ступенчатым потоком талых вод поздневалдайского оледенения [Лавров, Потапенко, 2012], представляется нам несостоятельной.

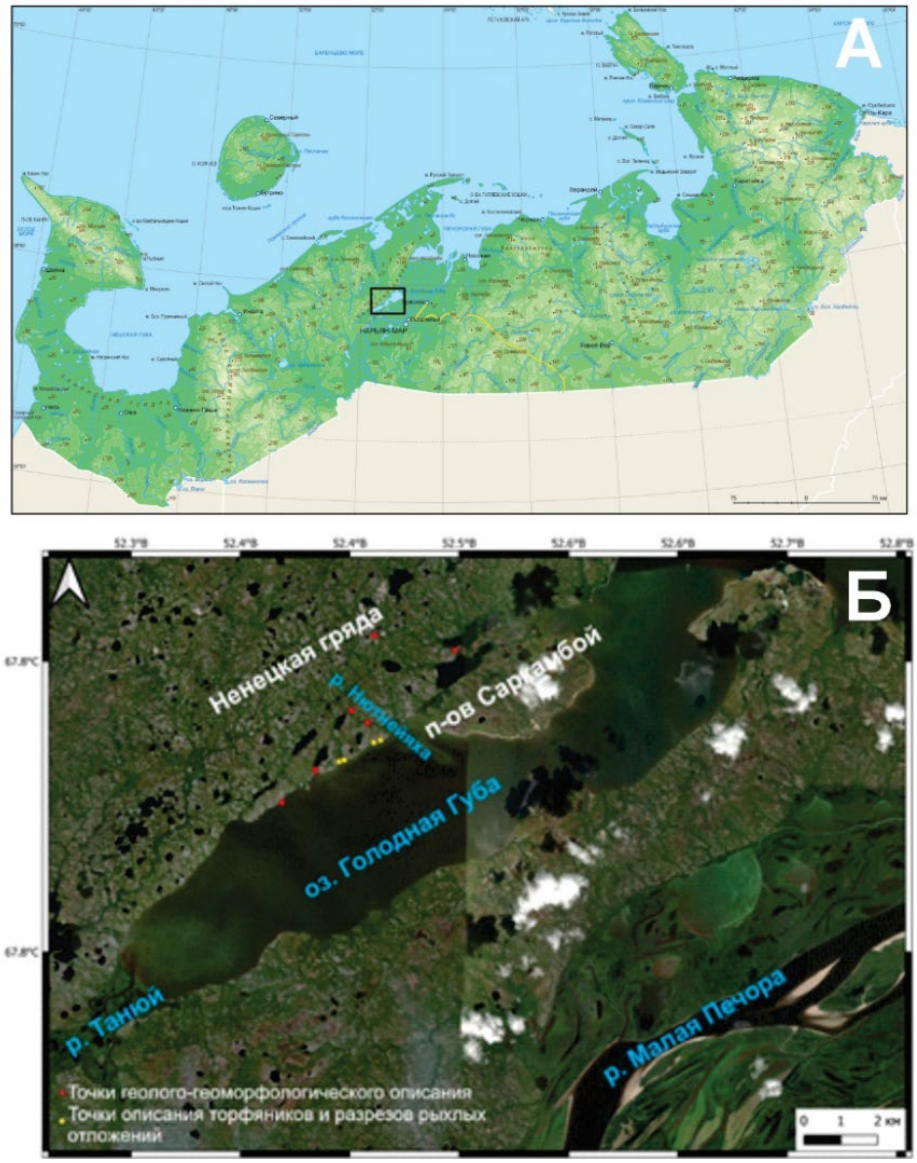


Рис. 1. А. Географическое положение оз. Голодная Губа в пределах Ненецкого автономного округа. Б. Местоположение района исследования. В качестве основы использован снимок World Imagery с пространственным разрешением 1 м (https://doc.arcgis.com/en/data-appliance/latest/maps/world-imagery.htm).

Во время полевых работ в Малоземельской тундре был исследован ключевой участок северо-западного берега оз. Голодная Губа в районе устья р. Нютнейяха (рис. 1). Согласно геоботаническому районированию, зональным типом растительности являются ерниковые мохово-лишайниковые с *Betula nana* L., *Empetrum hermaphroditum* L., *Carex globularis* L. южные тундры; климат – субарктический [*Природа и экология, 2007*].

Для определения геоморфологической позиции разрезов, строения и состава отложений, подстилающих органогенные толщи, проводилось их детальное литостратиграфическое описание, с последующим отбором образцов для проведения спорово-пыльцевого, ботанического и палеокарпологического анализов, и радиоуглеродного датирования. Съёмка окружающего рельефа и обнажений в береговых уступах выполнена с помощью БПЛА DJI Mavic Mini 2. Параллельно проводилось геоботаническое описание современных растительных сообществ окрестностей озера по общепринятой методике с заложением профиля от уреза воды до ближайших отрогов Ненецкой гряды. В пределах пробных площадей по методу конверта были отобраны поверхностные пробы (моховые подушки) для калибровочной базы субрецентных спорово-пыльцевых спектров района исследования, которая необходима для проведения дальнейших реконструкций.

Результаты и обсуждение. Ключевой участок исследований на северо-западном берегу оз. Голодная Губа в пределах Малоземельской тундры представляет собой возвышенную слабохолмистую (холмисто-грядовую) заболоченную моренную равнину, сформированную сначала харбейской (90−80 тыс. л.н.), а затем мархидской (60−50 тыс. л.н.) стадиями ранневалдайского оледенения [*Svendsen et al., 1999; Астахов, 2025*]. Частично территория перекрывалась водами Мезенской трансгрессии около 60 тыс. л. н. [*Jensen et al., 2006*], следы которой в виде морской террасы были обнаружены нами во время полевых исследований. Последние ~ 50 тысяч лет территория подвергалась воздействию эрозионных, криогенных и, по берегам озера – абразионных процессов; перепады высот варьируют от 10−12 до 71 м н.у.м. Высшие точки находятся в пределах восточных отрогов Ненецкой гряды − отдельные холмы (рис. 2). Наибольшее распространение в пределах территории имеет криогенный (мерзлотные полигоны, бугры пучения, пятна-медальоны, байджарахи, термокарстовые котловины), и флювиальный рельеф (термоэрозионные понижения, малые речные долины (шириной от нескольких десятков до 500 м) со слабо выраженной поймой; террасовые уровни отсутствуют. По многолетней мерзлоте активно идут оползневые и оплывные процессы, формируя микротерраски и даже отдельные блоки мощностью более 2 м. Из-за чрезмерного выпаса оленей местами на пологих склонах холмов растительность отсутствует, и по рыхлому субстрату, представленному мелко-среднезернистым песком, идут активные эоловые процессы.

Изученный нами разрез Нютнейяха-1 вскрывает строение большого торфяного массива, расположенного в 1.5 км к ЮЗ от устья р. Нютнейяха на СЗ берегу оз. Голодная Губа (67.80589° с. ш., 52.42325° в. д.). Бровка разреза находится на уровне 8 м над урезом озера. Массив торфяника разбит полигонально-жильной сетью. Размеры полигонов достигают 15−20 м, глубина трещин составляет до 1.5 м, ширина 0.1−0.15 м. Отдельные полигоны прорезают малые эрозионные формы (МЭФ) шириной до 0.15−0.2 м с V-образным поперечным профилем (рис. 3А). К западу от разреза расположена крупная термоабразионная ниша высотой 2 м и шириной 10 м. В верхней части торфяной толщи отмечаются многочисленные норки-гнёзда ласточек-береговушек.

Толща торфа мощностью 6.15 м залегает на песке с обломочным материалом. В строении разреза торфяной залежи визуально выделяются следующие слои (снизу вверх):

– торф черный, хорошо разложившийся, мерзлый, мощность – 0.35 м;

– торф сероватый, хорошо разложившийся, талый, включающий погребенные в нем ветки и стволики деревьев, мощность – 0.4 м;

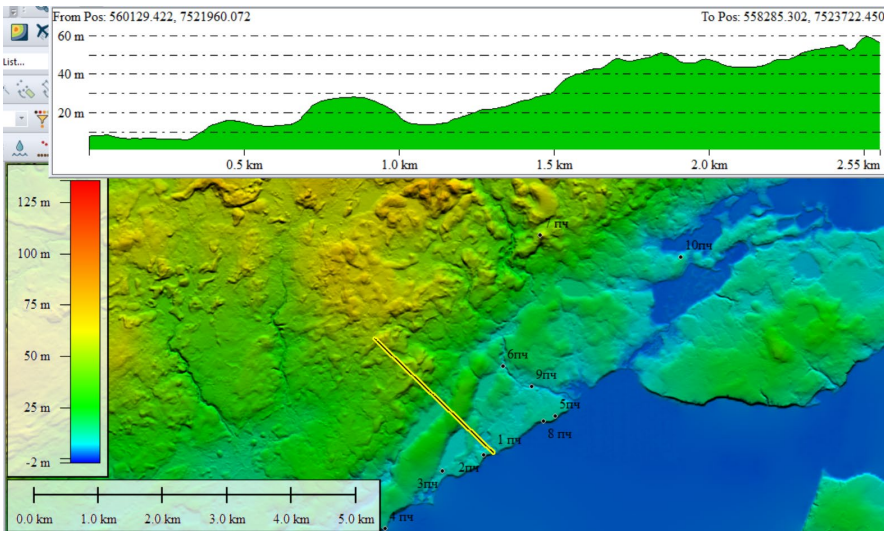


Рис. 2 Цифровая модель и поперечный профиль рельефа от разреза Нютнеяйха-1 от бровки уступа северного борта р. Нютнейяха до юго-восточных отрогов Ненецкой гряды. В качестве основы использована цифровая модель рельефа ArcticDEM v. 4.1. с пространственным разрешением 2 м (https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem).

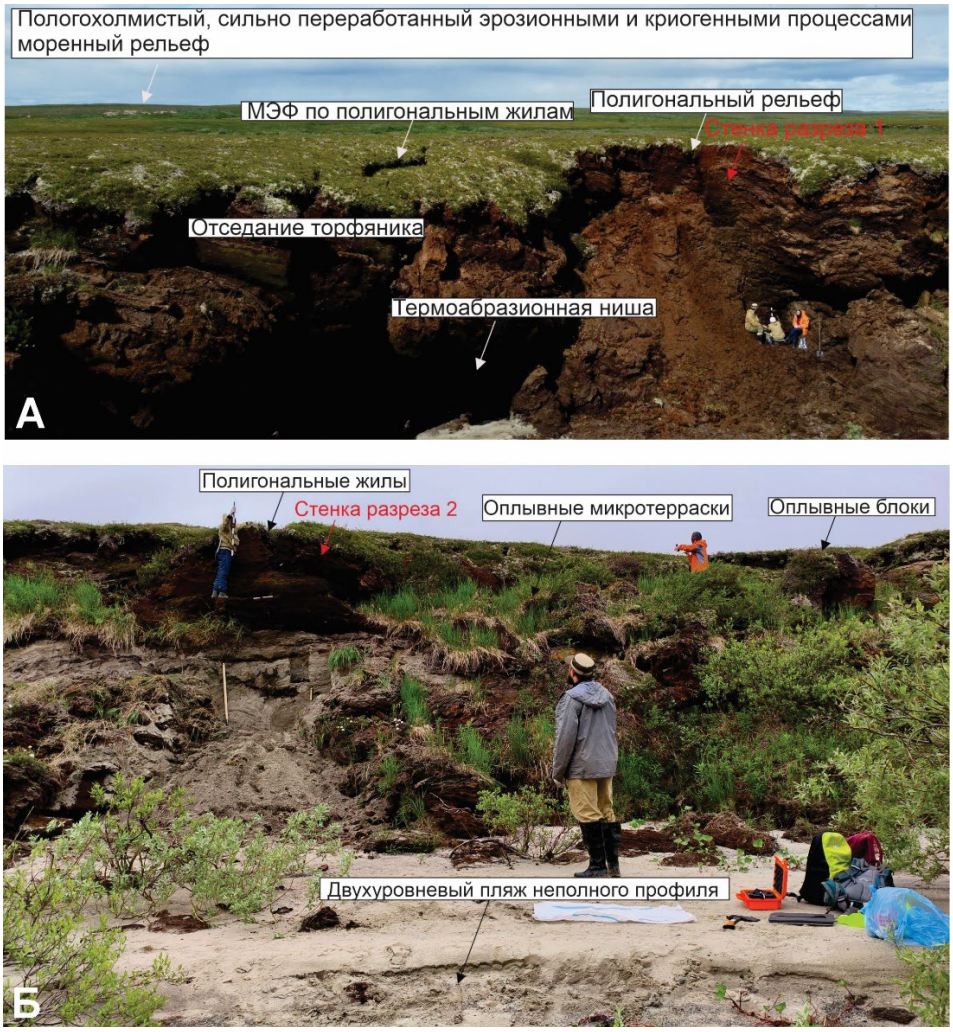


Рис. 3. Геоморфологическое положение изученных многолетнемерзлых торфяников: А. Разрез Нютнейяха 1. Фото с БПЛА DJI Mavic Mini 2; Б. Разрез Нютнейяха 2. Фото А. Котенкова

– торф темно-коричневый, талый, рыхлый, слабо разложившийся с большим количеством видимых невооруженным глазом семян и макроостатков водных растений, мощность – 0.25 м;

– торф коричневый, талый, рыхлый, слабо разложившийся, состоящий из видимых невооруженным глазом веточек зеленых мхов, мощность – 2.15 м;

– торф коричневый, более плотный, мерзлый, мощность – 2 м;

– торф светло-коричневый, талый, слаборазложившийся, сформированный сфагновыми мхами, мощность – 1 м.

По нашим предварительным предположениям, чередование прослоев мёрзлого и талого торфа в стенке обрыва может объясняться разницей в его ботаническом составе. По-видимому, основная часть массива торфяника – полностью мёрзлая, кроме поверхностного, сезонно-талого слоя мощностью ~ 1 м.

Детальное строение торфяной залежи будет охарактеризовано по результатам ботанического анализа 68 образцов. Из данного разреза непрерывной колонкой отобрано 124 образца для спорово-пыльцевого анализа и 68 образцов для палеокарпологического и ботанического анализов. Возраст подошвы торфа составил 9.3–9.0 кал. тыс. л.н., что хорошо согласуется с полученными ранее данными [*Арсланов и др., 1987*].

Разрез Нютнейяха-2 находится в 400 м ЮЮЗ от устья р. Нютнейяха в обрыве СЗ берега оз. Голодная Губа (67.81110° с. ш., 52.44991° в. д.). Бровка обнажения расположена на высоте 8 м над урезом озера. Здесь отмечаются отдельные оплывные микротеррраски и блоки мощностью от 1 до 2 м. На междуречье развит полигональный рельеф. Также имеются отдельные термокарстовые западины вытянутой формы шириной до 10 м. Мерзлотные трещины имеют глубину до 2 м и ширину до 0.1−0.15 м. Берег здесь абразионно-аккумулятивный, и представлен двухуровневый пляж шириной до 10 м (рис. 3Б).

Сам торфяник залегает на отложениях морской террасы, сформировавшейся, по-видимому, во время мезенской трансгрессии Баренцева и Белого морей [Jensen et al., 2006]. В подошве террасы вскрываются плотные тёмно-серые глины с тонкими прослоями алеврита или тонкозернистого песка. На них залегает песчаная толща мощностью 3−4 м, представленная слоистым хорошо сортированным песком с прослоями гравия и единичной галькой, а также рассеянным ракушечным детритом. Кровля этой толщи размыта; сверху залегает слоистая пачка, мощностью от 0.3 до 0.7 м (в разных частях разреза), представленная переслаиванием торфа, оторфованного суглинка и песка. На этой толще залегает покровный торфяник, мощностью 1.5−2 м.

Из слоистой пачки и перекрывающего торфа непрерывной колонкой было отобрано 56 образцов для спорово-пыльцевого анализа и 35 образцов для палеокарпологического метода. Для определения возраста отложений отобрано 7 образцов на радиоуглеродный анализ.

Заключение. В результате проведения полевых исследований в Малоземельской тундре в окрестностях оз. Голодна Губа обнаружены перспективные для палеоэкологических исследований объекты, охарактеризовано их геоморфологическое положение, описано строение разрезов, отобрана серия образцов на радиоуглеродное датирование для установления возраста отложений и проведения палеоботанических исследований для определения природных обстановок осадконакопления. Мы предполагаем, что многолетнемерзлый торфяник, вскрытый разрезом Нютнейяха-1, сформировался в понижении моренного рельефа, недалеко от побережья залива, на месте которого теперь находится оз. Голодная Губа. После образования озера, усиления абразии и отступания берега замкнутая моренная котловина с торфяником была «вскрыта» абразией, и мы можем наблюдать её внутреннее строение. Активное разрушение берега продолжается и по сей день.

Многолетнемерзлый торфяник, вскрытый разрезом Нютнейяха-2, мог сформироваться во время и после отделения губы от основной акватории Печорского

моря. Слоистая толща, по-видимому, образовалась в прибрежной части озера, и маркирует колебания уровня воды в озере и усиление абразии. Основной массив торфа формировался после падения уровня воды, на переувлажнённой поверхности террасы. Данные предположения носят предварительный характер, и будут подтверждены или опровергнуты после получения результатов аналитических исследований.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность профессору В.И. Астахову (ИНоЗ СПбГУ) за ценные комментарии и информацию о перспективных объектах для палеоэкологического исследования в районе оз. Голодная Губа и к.г.н. В.Р. Беляеву (МГУ имени М.В. Ломоносова) за предоставление БПЛА. Также мы благодарны Департаменту природных ресурсов, экологии и агропромышленного комплекса Ненецкого автономного округа (г. Нарьян-Мар) за разрешение на выполнение НИР на территории ООПТ «Нижнепечорский», заведующей Отделом природы Ненецкого краеведческого музея (Музейное объединение НАО, г. Нарьян-Мар) Н.М. Николаевой за содействие в организации экспедиции, предоставление необходимой информации о районе исследования и оборудования для проведения геоботанических работ, А.С. Николаеву за предоставление экспедиционного снаряжения.

Участники экспедиции выражают искреннюю благодарность неравнодушным жителям пос. Нельмин-Нос и лично главе сельского поселения «Малоземельский сельсовет» ЗР НАО Н.В. Марюеву и Л.Г. Вонгуеву за оказанную помощь в транспортной логистике.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ, грант № 25-24-00244.

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М., Тертычная Т.В., Чернов С.Б. Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и раннего голоцена на севере Печорской низменности // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 101–111.

Астахов В.И. Последняя ледниковая эпоха на севере Русской равнины: проблемы корреляции // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2025. Вып. 70. №1. С. 4–29. doi:10.21638/spbu07.2025.101

Лаптева Е.Г., Корона О.М. Новые данные о динамике растительности Малоземельской тундры в голоцене на основе комплексного палеоботанического изучения озерно-болотных отложений в районе озера Голодная Губа // Экология. 2022. № 2. С 120–128. doi:10.31857/S0367059722020056

Лаптева Е.Г., Корона О.М. Динамика экосистем Малоземельской тундры в голоцене на основе комплексных палеоботанических данных из многолетнемерзлых торфяников // Динамика экосистем в голоцене [электронный ресурс]. Материалы VII Всероссийской научной конференции с международным участием (г. Пермь, ПГНИУ, 20–25 октября 2025 г.). Пермь, Тов-во научн. изданий КМК., 2025. С. 225–227.

Лаптева Е.Г., Корона О.М., Николаева Н.М., Li H.-Ch. Динамика природной среды Малоземельской тундры в голоцене по данным комплексного анализа торфяных отложений в районе озера Голодная Губа // Динамика современных экосистем в голоцене. Материалы IV Всерос. Науч. конф с междунар. участием. М: Товарищество научных изданий КМК, 2016. С. 129–131.

Озеро Голодная Губа. Заказник «Нижнепечорский». Нарьян-Мар: ГБУК «Ненецкий краеведческий музей», 2013. С. 15–21.

Природа и экология. Национальный атлас России [электронный ресурс]. 2007. Т. 2. https://nationalatlas.ru/tom2/ (Дата обращения – 15.11.2025)

Jensen M., Larsen E., Demidov I., Funder S., Kjær K.H. Depositional environments and sea level changes deduced from Middle Weichselian tidally influenced sediments, Arkhangelsk Region, northwestern Russia // Boreas. 2006. Vol. 35. P. 521–538. doi:10.1080/03009480600781941

Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyanov D.Y., Demidov I., Dowdeswell J.A., Gataflin V., Hjort C., Hubberten H.W., Larsen E., Mangerud J., Melles M., Moller P., Saarnisto M., Siegert M.J. Maximum Extent of the Eurasian Ice Sheets in the Barents and Kara Sea Region during the Weichselian // Boreas. 1999. Vol. 28. P. 234−242. doi:10.1111/j.1502-3885.1999.tb00217.x

ESRI World Imagery // ArcGIS Data Appliance. https://doc.arcgis.com/en/data-appliance/latest/maps/world-imagery.htm (Дата обращения − 25.09.2025).

ArcticDEM Explorer. https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/ (Дата обращения − 29.09.2025).

RESULTS OF FIELD STUDIES OF FROZEN PEATBOGS IN THE MALOZEMELSKAYA TUNDRA (LAKE GOLODNAYA GUBA, NENETS AUTONOMOUS OKRUG)

Lapteva E.G.[1], Zaretskaya N.E.[2], Kotenkov A.V.[2,3], Baranov D.V.[2]

[1] Institute of Plant and Animal Ecology, Ural Branch of Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia
[2] Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[3] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

In order to reconstruct the dynamics of modern ecosystems in the Malozemelskaya tundra during the Holocene, two frozen peat bog sections of Lake Golodnaya Guba area were studied during field research. The geomorphological position and sedimentary succession of the peat sections was characterized, and hypotheses regarding the origin of the peat strata were put forward. Samples for radiocarbon dating and palaeobotanical methods were collected from the peat deposits, the results of which will allow us to do paleoecological reconstructions.

Keywords: *paleoecology, geological and geomorphological method, palaeobotanical methods, radiocarbon dating, peat bog, Holocene, delta of Pechora River*

REFERENCES:

Arslanov Kh.A., Lavrov A.S., Potapenko L.M., Tertychnaya T.V., Chernov S.B. New data on geochronology and paleogeography of the Late Pleistocene and Early Holocene in the north of the Pechora Lowland // New data on geochronology of the Quaternary period. Moscow: Nauka, 1987. P. 101–111. (in Russian)

Astakhov V.I. The last ice age in the northern Russian Plain: Correlation problems // Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences. 2025. Vol. 70 (1). P. 4–29. doi:10.21638/spbu07.2025.101 (In Russian)

Lapteva E.G., Korona O.M. New Data on the Dynamics of Vegetation of the MalozemelskayaTundra in the Holocene on the Basis of a Comprehensive Paleobotanic Study of Lake and Bog Deposits in the Lake Golodnaya Guba Area // Russian Journal of Ecology. 2022. Vol. 53. No. 2. P. 91–99. doi:10.1134/S1067413622020059

Lapteva E.G., Korona O.M. Dynamics of ecosystems of the Malozemlskaya tundra in the Holocene based on complex paleobotanical data from permafrost peatlands // Dynamics of ecosystems in the Holocene [electronic resource]. Proceedings of the VII all-Russian scientific conference with international participation, Perm, October 20–24, 2025. Perm, KMK scientific press, 2025. P. 225–227. (in Russian)

Lapteva E.G., Korona O.M., Nikolaeva N.M., Li H.-Ch. Dynamics of the environment of the Malozemelskaya tundra in the Holocene according to a comprehensive analysis of peat deposits in the Lake Golodnaya Guba area // Dynamics of ecosystems in the Holocene. Proceedings of the IV all-Russian scientific conference with the international participation. Moscow: KMK scientific press, 2016. P. 129–131. (in Russian)

Ozero Golodnaya Guba. Zakaznik "Nizhnepechorskii" (Golodnaya Guba Lake, Nizhnepechorskii Wildlife Refuge). Naryan-Mar: Nenets. Kraeved. Muzei, 2013. P. 5. (in Russian)

Environment (Nature). Ecology. Chapter 2. National Atlas of Russia [electronic resource]. 2007. https://nationalatlas.ru/tom2/ (Available date – 15.11.2025) (in Russian)

Jensen M., Larsen E., Demidov I., Funder S., Kjær K.H. Depositional environments and sea level changes deduced from Middle Weichselian tidally influenced sediments, Arkhangelsk Region, northwestern Russia // Boreas. 2006. Vol. 35. P. 521–538. doi:10.1080/03009480600781941

Svendsen J.I., Astakhov V.I., Bolshiyanov D.Y., Demidov I., Dowdeswell J.A., Gataflin V., Hjort C., Hubberten H.W., Larsen E., Mangerud J., Melles M., Moller P., Saarnisto M., Siegert M.J. Maximum Extent of the Eurasian Ice Sheets in the Barents and Kara Sea Region during the Weichselian // Boreas. 1999. Vol. 28. P. 234−242. doi:10.1111/j.1502-3885.1999.tb00217.x

ESRI World Imagery // ArcGIS Data Appliance. https://doc.arcgis.com/en/data-appliance/latest/maps/world-imagery.htm (Дата обращения − 25.09.2025).

ArcticDEM Explorer. https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/ (Дата обращения − 29.09.2025).

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-322-328

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ ВОДЫ КАК ИНДИКАТОР ИСТОЧНИКОВ ПИТАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ И ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД В СПЛОШНОЙ КРИОЛИТОЗОНЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

✉ *Лебедева Л.С.*[1], *Павлова Н.А.*[1]

[1] Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия
✉ *lyudmilaslebedeva@gmail.com*

Стабильные изотопы кислорода ($\delta^{18}O$) и водорода (δD) являются индикатором источников питания и путей движения поверхностных и подземных вод, позволяя количественно оценить вклад снегового и дождевого питания, роль испарительного фракционирования и участие озёрных вод в питании подземных вод. В работе представлены результаты комплексного изотопного исследования озёр, атмосферных осадков, источников и скважин подземных вод в условиях сплошной криолитозоны Центральной Якутии (бестяхская и тюнгюлюнская террасы р. Лены). Построена локальная линия метеорных вод и линии испарения, по которым выделены группы вод с различной степенью влияния испарительного фракционирования и реконструирован изотопный состав исходной (до испарения) воды. На основе двухкомпонентного изотопного баланса с использованием изотопных составов дождя и снега оценены доли зимних и летних осадков в питании озёр и подземных вод. Показано, что озёра аккумулируют преимущественно снеговое питание (≈ 66 %), тогда как надмерзлотные водоносные горизонты имеют изотопный состав, близкий к среднему по атмосферным осадкам (≈ 40% снега и 60% дождя). Для ряда крупных источников межмерзлотных подземных вод выявлен как повышенный вклад снегового питания, так и выраженный испарительный сигнал, что свидетельствует о важной роли озёрно-таликовых систем в формировании их стока. Сопоставление со сведениями о строении таликов и гидрогеологических разрезов позволяет предложить концептуальную схему взаимодействия озёр, над- и межмерзлотных водоносных горизонтов в пределах бестяхской террасы р. Лены, уточняя современные представления о мерзлотно-гидрогеологической обстановке Центральной Якутии.

Ключевые слова: *стабильные изотопы воды, надмерзлотные и межмерзлотные воды, водоносные талики, испарительное фракционирование, Центральная Якутия*

Введение. Стабильные изотопы воды ($\delta^{18}O$, δD) широко используются для трассировки источников и путей движения воды в гидрологических системах, так как их фракционирование при фазовых переходах отражает условия выпадения осадков, процессы испарения и смешения вод [*Dansgaard, 1964; Gat, 1996; Clark, Fritz, 1997*]. В сплошной криолитозоне, где многолетнемёрзлые породы одновременно ограничивают инфильтрацию и направляют подземный сток по таликовым зонам, изотопные методы являются полезным инструментом, позволяющим реконструировать схемы питания и подповерхностной циркуляции [*Gibson et al., 2015; Walvoord, Kurylyk, 2016*]. Деградация мерзлоты приводит к перестройке водного баланса и изменению источников питания подземных и поверхностных вод, что фиксируется как по стабильным, так и по радиоактивным изотопам [*Gibson et al., 2016; Ala-aho et al., 2018; Wan et al., 2020; Wang et al., 2018*]. Для Центральной Якутии существуют детальные гидрогеологические и гидрохимические исследования уникальных крупнодебитовых источников подземных вод бестяхской террасы р. Лены [*Анисимова, 1981; Анисимова, Павлова, 2014; Павлова и др., 2016, 2020; Семерня и др., 2018*], однако изотопный состав воды исследовался фрагментарно [*Галанин и др., 2019*]. Цель настоящего исследования – на основе анализа стабильных изотопов воды ($\delta^{18}O$, δD) и двухкомпонентного изотопного баланса количественно оценить вклад снегового и дождевого питания в формировании подземных и озёрных вод бестяхской и тюнгюлюнской террас Лены и выявить роль озёрно-таликовых систем в формировании стока крупнейших межмерзлотных источников. Основные задачи включали: (1) построение локальной линии метеорных вод и линий

испарения для различных типов вод; (2) идентификацию испарительного сигнала в озёрах, над- и межмерзлотных подземных водах; (3) оценку долей дождя и снега в питании озёр, надмерзлотных водоносных горизонтов и источников; (4) сопоставление полученных результатов с геологическим строением территории и гидрохимическими особенностями исследуемых поверхностных и подземных вод, предложенными в предыдущих работах.

Район исследований и гидрогеологические условия. Район исследования охватывает ~400 км² правобережья р. Лена, где на Тюнгюлюнской надпойменной террасе реки выявлены водоносные надмерзлотные талики, а на Бестяхской террасе – надмерзлотно-межмерзлотные водоносные горизонты. Террасы сложены мелко- и среднезернистыми песками с галечником в основании, на Тюнгюлюнской террасе в толще песков встречаются прослои супесей и суглинков. На юге, в бассейнах рек Лютенга и Менда, четвертичные отложения перекрывают кембрийские карбонатные породы, на севере – юрские песчаники. Типичными формами рельефа являются эоловые гряды высотой 3–5 м, и мелководные озера (глубина ≤4 м). Мощность многолетнемерзлых пород составляет 200–400 м. Надмерзлотно-межмерзлотный водоносный комплекс содержит пресные воды. Формирование их ресурсов происходит за счет надмерзлотных грунтовых вод субаэральных и подозерных субаквальных таликов, а разгрузка осуществляется в озера (Юнюгестях, Улахан-Тенгютте) и субаэрально в виде крупных родников (Улахан-Тарын, Булуус, Ерюю и др.) с суммарным дебитом >43 000 м³/сут. Подмерзлотные воды слабосолоноватые с минерализацией 1,2–3,2 г/дм³. Их частичная разгрузка происходит через сквозные талики, развитые под крупными озерами и р. Лена. Климат района резко континентальный, со среднегодовой температурой воздуха –9,2 °C (по данным метеорологической станции Якутск за 1951-2020 гг.) и годовым количеством осадков 239 мм, из которых в среднем 68 % выпадает в виде дождя. Это соотношение важно при интерпретации изотопных данных, поскольку позволяет сопоставить доли снега и дождя в подземных водах с их долями в общем балансе осадков.

Материалы и методы. Изотопный состав ($\delta^{18}O$, δD) измерен для вод озёр Эльген, Абага, Кубалах-Сорбат, Хатылыма, Маньчия, Босогор, Хотун-Маньчия, надмерзлотных вод таликов в скважинах на водосборе р. Шестаковка, источников межмерзлотных вод (Булуус, Улахан-Тарын, Ерюю, Суллар, Юнюгестях), скважинах в зонах питания источников, а также атмосферных осадков (снег и дождь) и данных по изотопному составу осадков в Якутске из базы IAEA/WMO. Анализы выполнены в лаборатории стабильных изотопов Института мерзлотоведения СО РАН (Якутск) на анализаторе Picarro L2140i. Значения $\delta^{18}O$ и δD приводятся относительно Венского стандарта океанической воды (VSMOW) в промилле (‰). Погрешность измерений составляет 0,004–0,168‰ для $\delta^{18}O$ и 0,004–0,298‰ для δD.

На основании данных по осадкам, озёрам и подземным водам построены связи δD–$\delta^{18}O$. Локальная линия метеорных вод (ЛЛМВ) аппроксимирует изотопный состав атмосферных осадков. Для озёрных вод получена линия испарения. Точки подземных вод и озёр, отклоняющиеся вправо от ЛЛМВ вдоль линий с наклоном менее 8, интерпретируются как подверженные испарительному фракционированию. Точка пересечения ЛЛМВ и линии испарения озёр и части подземных вод соответствует изотопному составу исходной, ещё не испарившейся воды [*Maule et al., 1994*]. В нашем случае это примерно $\delta^{18}O$ = –25‰, δD = –190‰, что близко к среднему составу между снегом и дождём и отражает смешение этих компонентов в питании озёр и связанных с ними водоносных горизонтов.

Вклад снега и дождя оценивался методом двухкомпонентного изотопного баланса [*Maule et al., 1994; Jasechko, 2019*]. В качестве конечных членов использованы средневзвешенные (с учетом количества осадков) годовые изотопные составы дождя и снега в Якутске по данным IAEA/WMO. Осадки с отрицательной температурой воздуха отнесены к снегу, с положительной – к дождю. Полученные значения хорошо согласуются с усреднёнными результатами собственных измерений. Доля снегового питания для

каждого водного объекта определялась из решения системы уравнений изотопного баланса по $\delta^{18}O$ и δD [*Maule et al., 1994; Jasechko, 2019*]. Для объектов с выраженным испарительным сигналом использовались реконструированные составы исходной воды на пересечении ЛЛМВ и линии испарения.

Результаты. Изотопный состав ($\delta^{18}O$ и δD) изучаемых природных вод представлен на рис. 1А. Снежный покров обладает наиболее легким изотопным составом, тогда как дождевая вода – наиболее тяжелым. Средние значения их изотопного состава $\delta^{18}O$ = -15.35‰, δD = -120.0‰ и – $\delta^{18}O$ = -32.9‰, δD = -249.6‰ соответственно. Пробы озер демонстрируют сигнал испарительного фракционирования различной интенсивности. Озера можно расположить в порядке возрастания эффекта: Эльген, Абага, Кубалах-Сорбат, Хатылыма, Манчия, Босогор, Хотун-Манчия, Хакты-Кюель, Унгкюр и Чай-Кюель. Их изотопный состав описывается уравнением $\delta D = 5.4*\delta^{18}O - 56.6$. Наклон регрессии (≈5.5) характерен для значительного испарительного фракционирования в гипераридных регионах, таких как Тибетское нагорье и Центральная Якутия [*Галанин и др., 2019*]. Линия аппроксимации изотопного состава озер пересекает ЛЛМВ в области $\delta^{18}O$ = -25‰, δD = -190‰, что близко к среднему значению между снегом и дождем – основными источниками питания озер.

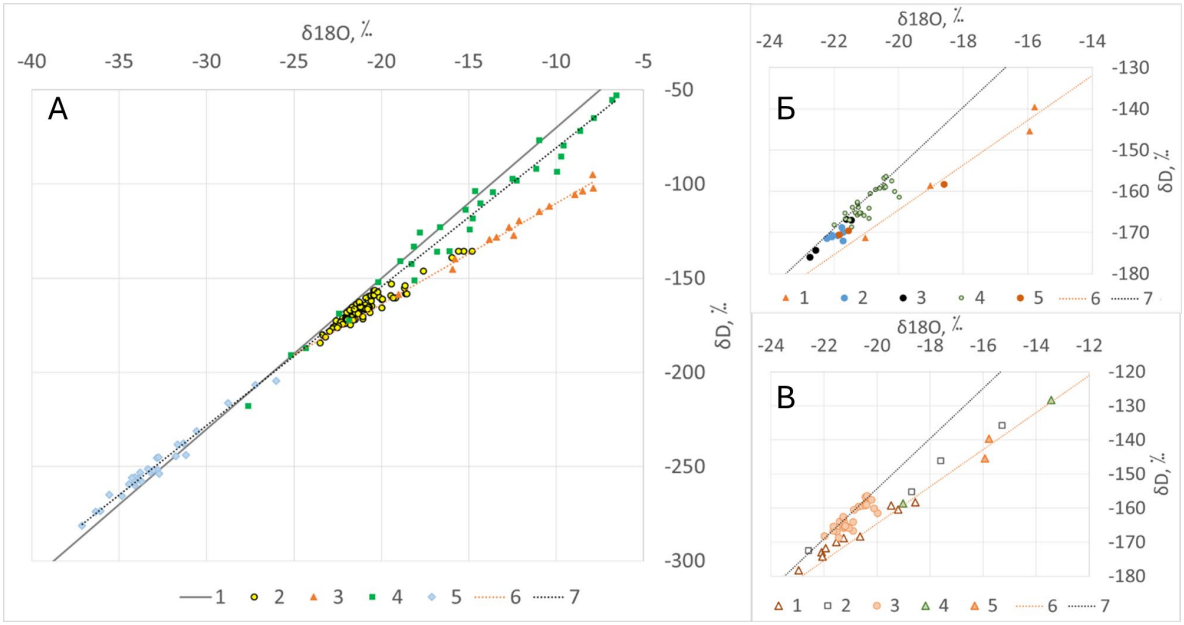


Рис. 1. А – изотопный состав ($\delta^{18}O$ и δD) всех исследуемых природных вод: 1 – глобальная линия метеорных вод, 2 – подземные воды, 3 – озера, 4 – дожди, 5 – снежный покров, 6 – линия испарения, 7 – ЛЛМВ; Б – изотопный состав источника Булуус и надмерзлотных вод: 1 – озера, 2 – основной выход источника Булуус, 3 – зона питания источника Булуус, 4 – надмерзлотные воды, 5 – верхний выход источника Булуус, 6 – линия испарения, 7 – ЛЛМВ; В – изотопный состав источника Ерюю: 1 – источник Ерюю, 2 – зона питания источника Ерюю, 3 – надмерзлотные воды, 4 – оз. Эльген, 5 – оз. Абага, 6 – линия испарения, 7 – ЛЛМВ.

Средний изотопный сигнал подземных вод составляет $\delta^{18}O$ = -21.0‰, δD = -165.6‰, что ближе к дождевой воде, чем к снегу. Некоторые пробы подземных вод также указывают на испарительное фракционирование. Надмерзлотные воды бассейна р. Шестаковка расположены на ЛЛМВ ближе к дождевой воде, чем к снегу со средними значениями $\delta^{18}O$ = -21.2‰, δD = -164.7‰. Родники Кетюрен и Находка изотопно схожи с надмерзлотными водами. Изотопный состав воды основного выхода родника Булуус и надмерзлотных вод в его зоне питания также тяготеет к ЛЛМВ, но несколько ближе к снеговой воде, чем надмерзлотные воды (рис. 1 Б). Верхний выход родника Булуус в октябре и июне изотопно схож с основным выходом, тогда как в сентябре подвержен испарительному фракционированию. Сигнал испарительного фракционирования

присутствует в пробах родника Ерюю и в воде из скважины в его зоне питания, причем в скважине эффект выражен сильнее (рис. 1В). Линейная аппроксимация изотопного состава родника Ерюю пересекает ЛЛМВ между точкой пересечения с линией озер и группой надмерзлотных вод. Рядом расположены пробы озер Абага и Эльген (рис. 1В), которые, вероятно, являются основными источниками питания источника. Среди всех озер эти два наименее подвержены испарительному фракционированию. Наибольшее влияние испарительного обогащения среди всех подземных вод прослеживается в пробах родника Суллар. Изотопный состав озера-родника Юнюгестях формирует линию, почти параллельную изотопной линии озер, но несколько выше. Максимальный эффект испарения наблюдается в октябре, а в марте он практически отсутствует. Источники подземных вод в долине руч. Улахан-Тарын образуют несколько групп. В водах родников группы Е проявлен слабый испарительный эффект, они изотопно близки к межмерзлотным водам из скважины у озера Хатылыма. Источники группы С ближе к ЛЛМВ, а в водах групп А и В испарительный эффект почти отсутствует.

По результатам расчета двухкомпонентного изотопного баланса выяснено, что в среднемноголетнем разрезе озёра получают около 66 % воды из снега и около 34 % из дождя. Надмерзлотные водоносные горизонты характеризуются долей снегового питания около 40 % и дождевого – около 60 %, что близко к долям твердых и жидких осадков (32 и 68 % соответственно). Межмерзлотные источники Улахан-Тарын и Юнюгестях имеют наиболее высокий вклад снегового питания (до 58 %), источники Ерюю и часть участков разгрузки также обогащены снеговой составляющей. Источник Булуус получает около 45 % воды из снега, что сопоставимо с надмерзлотными водами. Скважины в зонах питания источников в целом демонстрируют меньшую долю снегового питания (<49 %), за исключением скважины Хатылыма, где зафиксировано повышенное содержание снеговой воды, согласующееся с влиянием озёр. Испарительный сигнал в межмерзлотных источниках наиболее выражен в тёплый период – с июня по октябрь; зимой и ранней весной большинство источников возвращается ближе к ЛЛМВ.

Обсуждение. Сочетание повышенного вклада снеговой воды и выраженного испарительного сигнала в водах источников Ерюю, Улахан-Тарын С и Е, Юнюгестях и Суллар указывает на ключевую роль озёрно-таликовых систем в их питании. Весной снеготалые воды сравнительно быстро достигают озёр по поверхностным и подповерхностным путям стока с минимальными потерями на испарение [*Ohta et al., 2008*]. В течение лета испарение над озёрной поверхностью концентрирует тяжёлые изотопы, формируя характерную линию испарения. Через подозерные талики часть этих вод просачивается в межмерзлотные водоносные горизонты, сохраняя испарительный сигнал и высокую долю снега. Для источника Ерюю это согласуется с гидрогеологическими данными о развитии таликовой зоны, вытянутой вдоль цепочки озёр Эльгэн, Абага и Босогор [*Семерня и др., 2018*]. Аналогичная картина характерна и для озера-источника Юнюгестях, под которым выявлен мощный (>100 м) талик и восходящий поток подземных вод [*Pavlova et al., 2019*].

Для надмерзлотных водоносных горизонтов среднемноголетнее соотношение вклада снега и дождя (≈ 40% и 60%) близко к соотношению твердых и жидких атмосферных осадков (32% и 68%). Это означает, что для локально развитых надмерзлотных таликовых вод вклад снега в пополнение подземных вод не превышает его долю в годовом балансе осадков, в отличие от многих других регионов Северного полушария, где зимние осадки непропорционально важны для питания подземных вод [*Jasechko, 2019*]. Напротив, озёра и связанные с ними межмерзлотные источники получают увеличенный вклад снегового питания, что отражает специфику поступления талых вод в озёрно-таликовые системы при минимальных потерях на испарение весной и гораздо более значительных потерях летом.

Заключение. Построенные ЛЛМВ и линии испарения для озёр и подземных вод Центральной Якутии показали, что большинство озёр и подземные воды ряда источников

(Ерюю, Суллар, Юнюгестях, Улахан-Тарын С и Е) испытывают испарительное фракционирование, тогда как воды надмерзлотных таликов и некоторых источников (Булуус, Улахан-Тарын А и В) лишены испарительного сигнала. Расчеты двухкомпонентного изотопного баланса показали, что озёра аккумулируют преимущественно снеговое питание (≈66%), а надмерзлотные водоносные горизонты получают воду в пропорциях, близких к общей структуре атмосферных осадков (≈ 40% снега, 60% дождя). Источники межмерзлотных вод Улахан-Тарын, Ерюю и Юнюгестях характеризуются повышенным вкладом снегового питания (до 58 %) и присутствием испарительного сигнала, что свидетельствует о ведущей роли озёрно-таликовых систем в их питании. Источник Булуус занимает промежуточное положение, будучи связанным как с надмерзлотными таликами, так и с межмерзлотными водоносными горизонтами. Надмерзлотные талики в бассейне р. Шестаковка не имеют испарительного сигнала. Полученные результаты могут служить основой для прогноза реакции озёрно-таликовых систем и подземных вод Центральной Якутии на дальнейшее потепление климата и могут быть использованы при оценке устойчивости источников водоснабжения и уязвимости водоносных горизонтов к загрязнениям.

Финансирование. Работа выполнялась за счёт проекта НИОКТР 122012400106-7 “Подземные воды криолитозоны: закономерности формиро-вания и режима, особенности взаимодействия с поверхностными водами и мерзлыми породами, перспективы использования”.

ЛИТЕРАТУРА

Анисимова Н.П. Криогидрохимические особенности мерзлой зоны. Новосибирск: Наука, 1981. 153 с.

Анисимова Н.П., Павлова Н.А. Гидрогеохимические исследования криолитозоны Центральной Якутии. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2014. 189 с.

Галанин А.А., Павлова М.Р., Папина Т.С., Эйрих А.Н., Павлова Н.А. Стабильные изотопы 18O и D в ключевых компонентах водного стока и криолитозоны Центральной Якутии (Восточная Сибирь) // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 3. С. 333–354. doi: 10.15356/2076-6734-2019-3-414

Павлова Н.А., Колесников А.Б., Ефремов В.С., Шепелев В.В. Химический состав подземных вод межмерзлотных таликов в Центральной Якутии // Водные ресурсы. 2016. Т. 43. № 2. С. 216–227. doi: 10.7868/S0321059616020139

Павлова Н.А., Шепелев В.В., Галанин А.А. и др. Гидрохимия подземных вод надмерзлотно-межмерзлотного стока на участках их разгрузки (Центральная Якутия) // Водные ресурсы. 2020. Т. 47. № 4. С. 391–401. doi: 10.31857/S0321059620040124

Семерня А.А., Гагарин Л.А., Бажин К.И. Гидрогеологические особенности участка распространения межмерзлотного водоносного комплекса в районе источника Ерюю (Центральная Якутия) // Криосфера Земли. 2018. Т. 22. № 2. С. 29–38. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(29-38)

Ala-aho P., Soulsby C., Pokrovsky O.S., Kirpotin S.N., Karlsson J., Serikova S., Vorobyev S.N., Manasypov R.M., Loiko S., Tetzlaff D. Using stable isotopes to assess surface water source dynamics and hydrological connectivity in a high-latitude wetland and permafrost-influenced landscape // Journal of Hydrology. 2018. Vol. 556. P. 279–293. doi:10.1016/j.jhydrol.2017.11.024

Clark I.D., Fritz P. Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, Boca Raton, 1997. 342 p. doi: 10.1201/9781482242911

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. Vol. 16. Is. 4. P. 436–468. doi: 10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x

Gat J.R., Gonfiantini R. Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. IAEA Technical Reports Series, No. 210. Vienna, 1981. 339 p.

Gibson J.J., Birks S.J., Yi Y. Higher tritium concentrations measured in permafrost thaw lakes in northern Alberta // Hydrological Processes. 2016. Vol. 30. P. 245–249. doi:10.1002/hyp.10599

Gibson J.J., Birks S.J., Yi Y., Vitt D.H. Runoff to boreal lakes linked to land cover, watershed morphology, and permafrost thaw: A 9-year isotope mass balance assessment // Hydrological Processes. 2015. Vol. 29. P. 3848–3861. doi:10.1002/hyp.10502

Jasechko M. Global isotope hydrogeology: review // Reviews of Geophysics. 2019. Vol. 57. P. 835–965. doi:10.1029/2018RG000627

Maule C.P., Chanasyk D.S., Muehlenbachs K. Isotopic determination of snow-water contribution to soil water and groundwater // Journal of Hydrology. 1994. Vol. 155. Is. 1-2. P. 73–91. doi: 10.1016/0022-1694(94)90159-7

Ohta T., Maximov T.C., Dolman A.J., Nakai T., van der Molen M.K., Kononov A.V., Maximov A.P., Hiyama T., Iijima Y., Moors E.J., Tanaka H., Toba T., Yabuki H. Interannual variation of water balance and summer evapotranspiration in an eastern Siberian larch forest over a 7-year period (1998–2006) // Agricultural and Forest Meteorology. 2008. Vol. 148. Is. 12. P. 1941–1953. doi: 10.1016/j.agrformet.2008.04.012

Pavlova N., Lebedeva L., Efremov V. Lake water and talik groundwater interaction in continuous permafrost, Central Yakutia // E3S Web of Conferences. 2019. Vol. 98. Article 07024. doi: 10.1051/e3sconf/20199807024

Walvoord M.A., Kurylyk B.L. Hydrologic impacts of thawing permafrost – a review // Vadose Zone Journal. 2016. Vol. 15. Is. 6. doi:10.2136/vzj2016.01.0010

Wan C., Li K., Zhang H., Yu Z., Yi P., Chen C. Integrating isotope mass balance and water residence time dating: Insights of runoff generation in small permafrost watersheds from stable and radioactive isotopes // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2020. Vol. 326. P. 241–254. doi:10.1007/s10967-020-07315-1

Wang W., Wu T., Zhao L., Li R., Zhu X., Wang W., Yang S., Qin Y., Hao J. Exploring the ground ice recharge near permafrost table on the central Qinghai–Tibet Plateau using chemical and isotopic data // Journal of Hydrology. 2018. Vol. 560. P. 220–229. doi:10.1016/j.jhydrol.2018.03.034

STABLE WATER ISOTOPES AS INDICATORS OF GROUNDWATER AND SURFACE WATER SOURCES IN CONTINUOUS PERMAFROST OF CENTRAL YAKUTIA

Lebedeva L.S., Pavlova N.A.

Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch of the RAS, Yakutsk, Russia

Stable oxygen and hydrogen isotopes ($\delta^{18}O$, δD) provide powerful tracers of water sources and flow paths in permafrost terrain, where groundwater circulation is strongly constrained by frozen ground. We present a synthesis of isotope measurements from lakes, suprapermafrost talik aquifers, intrapermafrost springs and recharge wells in the Bestyakh and Tyungyulyun terraces of the Lena River near Yakutsk, Eastern Siberia. A local meteoric water line and evaporation lines for lakes and groundwater were derived, allowing us to identify waters affected by evaporation and to reconstruct the isotopic composition of initial, pre-evaporation water. Using a two end-member isotope mass balance with amount-weighted annual mean compositions of rain and snow from Yakutsk, we quantified the relative contributions of summer rain and winter snow to lake and groundwater recharge. Lakes receive predominantly snowmelt water (~66 %), whereas suprapermafrost aquifers have a composition close to the climatological proportion of precipitation (~40 % snow and 60 % rain). Several major intrapermafrost springs (Eryuyu, Ulakhan-Taryn, Yunugestyakh, Sullar) show both enhanced snow contributions and strong evaporative signatures, indicating a dominant role of lake–talik systems in their recharge. In contrast, the Buluus spring and small springs such as Mechta, Nakhodka and Ketyuren are mainly fed by relatively young precipitation-sourced waters with little evaporation imprint. Joint interpretation of stable isotopes, talik geometry and previously published tritium-based age estimates suggests a coherent conceptual model of lake–groundwater interactions in continuous permafrost, with important implications for the resilience of water resources under climate warming.

Keywords: *stable water isotopes; suprapermafrost and intrapermafrost groundwater; talik aquifers; lake–groundwater interaction; Central Yakutia*

REFERENCES:

Anisimova N.P. Cryohydrochemical features of the permafrost zone. Nauka, Novosibirsk, 1981, 153 p. (in Russian).

Anisimova N.P., Pavlova N.A. Hydrogeochemical studies of the permafrost zone in Central Yakutia. Academic Publishing House "Geo", Novosibirsk, 2014, 189 p. (in Russian).

Galanin A.A., Pavlova M.R., Papina T.S., Eyrikh A.N., Pavlova N.A. Stable isotopes of 18O and D in key components of water flows and the permafrost zone of Central Yakutia (Eastern Siberia) // Led i Sneg [Ice and Snow]. 2019. Vol. 59. Is. 3. P. 333–354. doi:10.15356/2076-6734-2019-3-414 (in Russian).

Pavlova N.A., Kolesnikov A.B., Efremov V.S., Shepelev V.V. Groundwater chemistry in intrapermafrost taliks in Central Yakutia // Water Resources. 2016. Vol. 43. Is. 2. P. 353–363. doi:10.1134/S0097807816020135

Pavlova N.A., Shepelev V.V., Galanin A.A. et al. Hydrochemistry of groundwater of suprapermafrost–intrapermafrost runoff at their discharge sites (Central Yakutia) // Water Resources. 2020. Vol. 47. Is. 4. P. 581–590. doi: 10.1134/S0097807820040119

Semernya A.A., Gagarin L.A., Bazhin K.I. Hydrogeological features of the distribution area of the intrapermafrost aquifer near the Eryuyu spring (Central Yakutia) // Kriosfera Zemli [Earth's Cryosphere]. 2018. Vol. 22. Is. 2. P. 29–38. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2018-2(29-38) (in Russian).

Ala-aho P., Soulsby C., Pokrovsky O.S., Kirpotin S.N., Karlsson J., Serikova S., Vorobyev S.N., Manasypov R.M., Loiko S., Tetzlaff D. Using stable isotopes to assess surface water source dynamics and hydrological connectivity in a high-latitude wetland and permafrost-influenced landscape // Journal of Hydrology. 2018. Vol. 556. P. 279–293. doi:10.1016/j.jhydrol.2017.11.024

Clark I.D., Fritz P. Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, Boca Raton, 1997. 342 p. doi: 10.1201/9781482242911

Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation // Tellus. 1964. Vol. 16. Is. 4. P. 436–468. doi: 10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x

Gat J.R., Gonfiantini R. Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. IAEA Technical Reports Series, No. 210. Vienna, 1981. 339 p.

Gibson J.J., Birks S.J., Yi Y. Higher tritium concentrations measured in permafrost thaw lakes in northern Alberta // Hydrological Processes. 2016. Vol. 30. P. 245–249. doi:10.1002/hyp.10599

Gibson J.J., Birks S.J., Yi Y., Vitt D.H. Runoff to boreal lakes linked to land cover, watershed morphology, and permafrost thaw: A 9-year isotope mass balance assessment // Hydrological Processes. 2015. Vol. 29. P. 3848–3861. doi:10.1002/hyp.10502

Jasechko M. Global isotope hydrogeology: review // Reviews of Geophysics. 2019. Vol. 57. P. 835–965. doi:10.1029/2018RG000627

Maule C.P., Chanasyk D.S., Muehlenbachs K. Isotopic determination of snow-water contribution to soil water and groundwater // Journal of Hydrology. 1994. Vol. 155. Is. 1-2. P. 73–91. doi: 10.1016/0022-1694(94)90159-7

Ohta T., Maximov T.C., Dolman A.J., Nakai T., van der Molen M.K., Kononov A.V., Maximov A.P., Hiyama T., Iijima Y., Moors E.J., Tanaka H., Toba T., Yabuki H. Interannual variation of water balance and summer evapotranspiration in an eastern Siberian larch forest over a 7-year period (1998–2006) // Agricultural and Forest Meteorology. 2008. Vol. 148. Is. 12. P. 1941–1953. doi: 10.1016/j.agrformet.2008.04.012

Pavlova N., Lebedeva L., Efremov V. Lake water and talik groundwater interaction in continuous permafrost, Central Yakutia // E3S Web of Conferences. 2019. Vol. 98. Article 07024. doi: 10.1051/e3sconf/20199807024

Walvoord M.A., Kurylyk B.L. Hydrologic impacts of thawing permafrost – a review // Vadose Zone Journal. 2016. Vol. 15. Is. 6. doi:10.2136/vzj2016.01.0010

Wan C., Li K., Zhang H., Yu Z., Yi P., Chen C. Integrating isotope mass balance and water residence time dating: Insights of runoff generation in small permafrost watersheds from stable and radioactive isotopes // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2020. Vol. 326. P. 241–254. doi:10.1007/s10967-020-07315-1

Wang W., Wu T., Zhao L., Li R., Zhu X., Wang W., Yang S., Qin Y., Hao J. Exploring the ground ice recharge near permafrost table on the central Qinghai–Tibet Plateau using chemical and isotopic data // Journal of Hydrology. 2018. Vol. 560. P. 220–229. doi:10.1016/j.jhydrol.2018.03.034

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-329-334

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МОЩНОСТИ СЕЗОННО-ТАЛОГО СЛОЯ НА ТЕРРИТОРИИ МАГАДАНСОЙ ОБЛАСТИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МОДЕЛИ ГИДРОГРАФ

✉ *Макарьева О.М., Жунусова О.Р., Никитина П.А., Нестерова Н.В., Землянскова А.А.*

ФГБУ «Государственный гидрологический институт», Санкт-Петербург, Россия
✉ *omakarieva@yandex.ru*

В работе представлен прогноз мощности сезонно-талого слоя (СТС) в районе Верхнеколымского нагорья на основе гидрологической модели «Гидрограф». Модель представляет собой систему с распределенными параметрами, в том числе рассчитывающую баланс тепла и влаги в вертикальном разрезе. Для исследуемого района были выделены ключевые стокоформирующие комплексы (СФК): долины, склоны северной и южной экспозиций, гольцы, которые использовались для параметризации модели. Расчеты выполнены на суточном интервале за период 2015–2099 гг. В качестве климатического сценария использована модель CNRM-CM6-1-HR с высоким пространственным разрешением. Результаты моделирования показали тенденцию увеличения мощности СТС для всех СФК к концу XXI века. Наиболее интенсивный рост прогнозируется для склонов северной экспозиции, где мощность СТС может увеличиться более чем в пять раз. Полученные данные необходимы для оценки изменения мерзлотных условий, водного режима территории и могут быть использованы при инженерных расчетах в условиях деградации многолетнемерзлых пород.

Ключевые слова: *сезонно-талый слой, модель Гидрограф, криолитозона, прогноз, изменения климата, стокоформирующие комплексы*

Исследование динамики сезонно-талого слоя (СТС) в криолитозоне имеет фундаментальное и прикладное значение в условиях современного глобального изменения климата [*Шестернев, 2001; Melnikov et al., 2022*]. Мощность и термический режим СТС являются ключевыми факторами, определяющими стабильность геотехнических сооружений, динамику водных ресурсов, эмиссию парниковых газов в регионах распространения многолетнемерзлых пород. Точное прогнозирование пространственно-временной изменчивости СТС представляет собой сложную задачу, требующую учета многочисленных взаимосвязанных процессов тепло- и массообмена, а также ландшафтной дифференциации территории [*Методы..., 2004; Гаврильев, 2013*]. Использование современных гидрологических моделей, способных интегрировать данные о климате, свойствах подстилающей поверхности и процессах теплообмена, является перспективным подходом для решения данной проблемы [*Semenova et al., 2014*].

На примере бассейна р. Колымы до пос. Усть-Среднекан (99400 км^2), большая часть которого расположена в пределах Верхнеколымского нагорья, проведен прогноз изменения мощности СТС на основе применения гидрологической модели «Гидрограф» и данных климатического моделирования высокого разрешения.

Модель «Гидрограф» [*Виноградов, 1988*] представляет собой систему с распределенными параметрами, в которой решение задачи динамики тепловой энергии выполняется на основе системы обыкновенных дифференциальных уравнений, а динамика влаги рассчитывается с использованием водно-балансового подхода. Ключевым преимуществом является использование простых входных данных (суточная температура воздуха, дефицит влажности воздуха, осадки), что дает возможность использовать ее практически повсеместно. Для каждого ландшафта строится типичный профиль подстилающей поверхности, свойства которого изменяются по глубине от поверхности растительного покрова до необходимой глубины почвенной колонки [*Виноградова и др., 2015*].

Ранее параметризация модели «Гидрограф» для бассейна р. Колымы проводилась на данных Колымской водно-балансовой станции [*Лебедева, 2018; Лебедева и др., 2015; Макарьева и др., 2020*]. К настоящему моменту накоплены новые данные на стационаре Анмангындинская наледь [*Васильев, 2022*]. Оба объекта считаются репрезентативными для условий горной криолитозоны Северо-Востока.

На основе данных стационаров геокриологические процессы и режим формирования деятельного слоя на территории Верхнеколымского нагорья условно в целях моделирования было разделено на четыре основных типа (рис. 1). Для бассейна р. Колымы до пос. Усть-Среднекан СФК распределились следующим образом: 1) склоны северной экспозиции с редколесьем и сфагново-лишайниковым покровом – 19%; 2) гольцовые ландшафты (каменные осыпи) – 34%; 3) средние части южных склонов, занятые зарослями кедрового стланика – 26%; 4) долины ручьев и рек с лиственничными лесами и мощным моховым покровом – 21%.

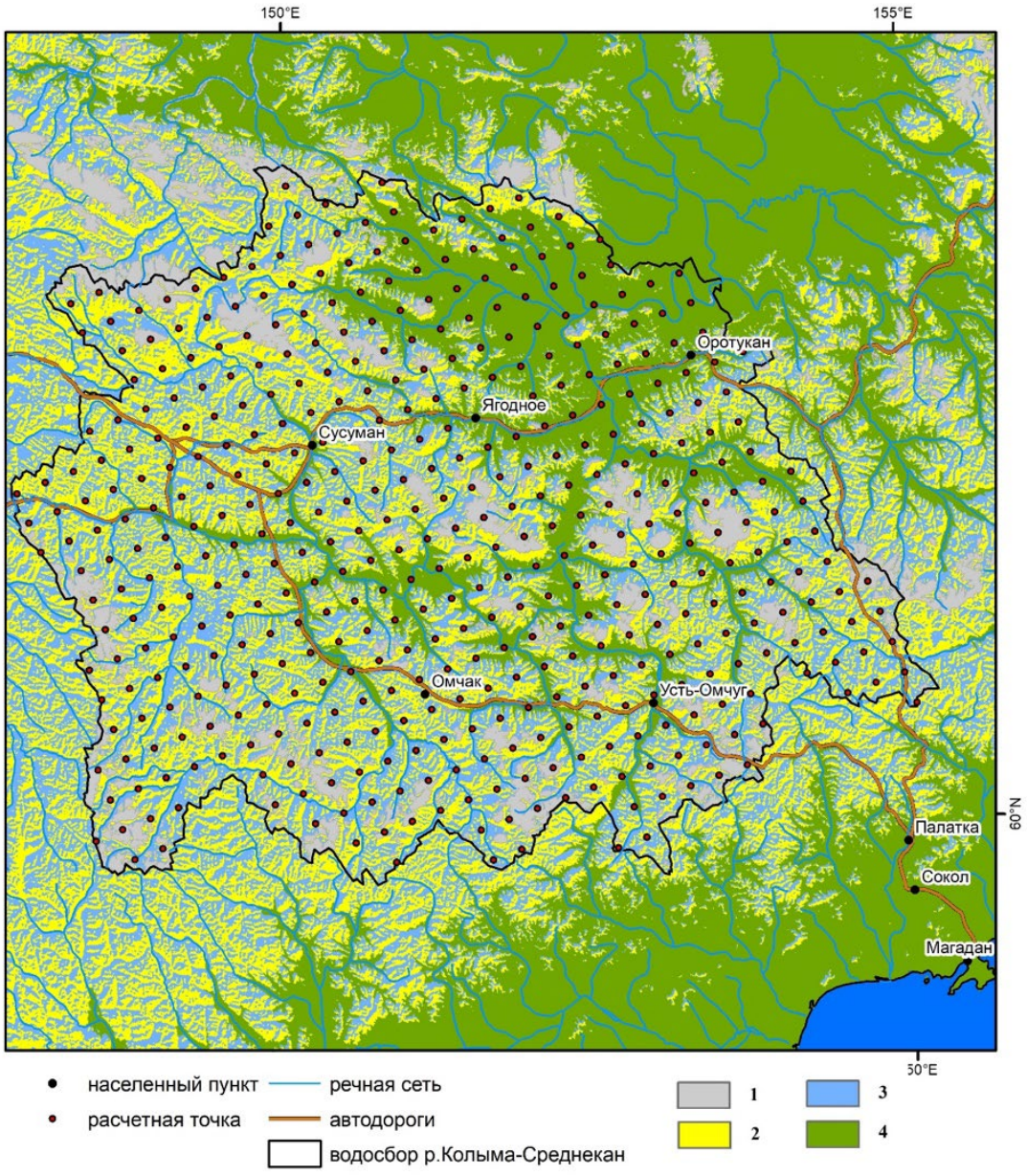


Рис. 1 Распределение СФК в бассейне р. Колыма – пос. Усть-Среднекан.
1 – гольцы, 2 – склоны южной экспозиции, 3 – склоны северной экспозиции, 4 – долины.

Основные параметры для каждого СФК были назначены по репрезентативным для каждого типа ландшафта данным скважинной термометрии. (табл. 1).

Табл. 1. Пункты мониторинга, выбранные для параметризации основных СФК

СФК	Пункт мониторинга	Описание	Основные параметры мерзлоты
Гольцы	Скважина Гольцы (КВБС)	Расположена в гольцовом поясе на высоте 1182 м. Первые 2 м разреза представлены крупнообломочным делювиальным материалом, интервал 2–15 м – коренными породами – гранодиоритами.	Tср = -3.8°C ξ = 1.9 м
Склоны южной экспозиции	Скважина Гольцы с учетом растительного покрова		
Склоны северной экспозиции	Площадка CALM (стационар Анмангындинская наледь)	Расположена в делювиально-солифлюкционных отложениях на слабонаклонной слабодренированной поверхности, ориентированной на северо-восток. Лиственничное редколесье на сфагновой мари. Напочвенный покров – сфагнум с вкраплениями ягеля. Микрорельеф – бугристо-западинный.	ξ ~ 0.5 м
Долины	Скважина Бускэчен (региональная сеть мониторинга мерзлоты Магаданской области)	Расположена в пределах надпойменной террасы реки Бускэчэн. Лиственничное редколесье, напочвенный покров – сфагнум и лишайники. Разрез представлен аллювием реки, состоит из крупной окатанной гальки с песчаным и супесчаным заполнителем.	Tср = -0.6 °C ξ ~ 2 м

Tср – среднегодовая температура пород на глубине нулевых амплитуд (°C), ξ – мощность СТС (м).

В качестве источника климатических данных для прогнозных расчетов на период 2015–2099 гг. были использованы результаты реализации сценария SSP5-8.5 модели земной системы CNRM-CM6-1-HR семейства CMIP6 [*Tananaev et al., 2024; Voldoire et al., 2019*]. Данная модель была выбрана благодаря высокому пространственному разрешению (шаг сетки выходных данных по горизонтали равен 0.25). В работе [*Шихов и др., 2026*] показано, что данная модель обеспечивает наиболее высокую точность воспроизведения температуры воздуха для Магаданской области, с величиной средней абсолютной ошибки 4.0°.

Бассейн р. Колыма – пос. Усть-Среднекан был покрыт сеткой расчетных точек, соответствующих узлам климатической модели (рис. 1). Для каждой точки определялся доминирующий СФК. Расчеты мощности СТС выполнялись на суточном интервале. Из результатов моделирования для каждого года и каждой расчетной точки извлекались максимальные годовые значения мощности СТС, которые затем осреднялись для четырех временных периодов: ближайшей перспективы (2015–2025 гг.), середины века (2026–2050 гг.), второй половины (2051–2075 гг.) и конца века (2076–2099 гг.). Пространственный анализ результатов осуществлялся путем интерполяции данных с расчетных точек на всю территорию исследуемого района.

Результаты моделирования продемонстрировали однозначную тенденцию к увеличению средней максимальной мощности сезонно-талого слоя для всех выделенных стокоформирующих комплексов на протяжении всего прогнозируемого периода до 2099 года (табл. 2). Анализ пространственно-временной динамики СТС позволил выявить закономерности для каждого типа ландшафта.

Мощность СТС с 2015 по 2099 гг. увеличится для всех СФК (рис. 2). Для гольцов, сухих южных склонов мощность СТС увеличится в полтора раза (~ на 0.7 м) до 2.1-2.2 м. В долинах мощность СТС увеличится ~ на 1 м до средних значений 3.3 м, это связано с влиянием водотоков на геокриологические условия долин. Максимальная мощность СТС в будущем прогнозируется для ландшафта «долины». Эта закономерность прослеживается как для современного периода (2015–2025 гг.), так и для периода конца XXI века (2076–2099 гг.).

Табл. 2. Прогнозируемая максимальная мощность СТС (м) для основных СФК

СФК / Период	**2015-2025**	**2026-2050**	**2051-2075**	**2076-2099**
Гольцы	1.4	1.5	1.8	2.1
Долина	2.3	2.6	3.0	3.3
Склоны северной экспозиции	0.4	0.6	1.1	2.2
Склоны южной экспозиции	1.5	1.6	1.9	2.2

Наименьшие значения СТС – 0.4 м – характерны для склонов северной экспозиции для всех периодов с 2015 по 2050 гг. Однако именно здесь прогнозируются наиболее сильные изменения. В период 2051-2074 гг. мощность СТС увеличится до 1.1 м, а в последний период 2076–2099 гг. мощность СТС удвоится и достигнет значений, характерных для сухих склонов южной экспозиции – 2.2 м. Эти резкие скачки связаны с резким изменением условий протаивания и промерзания после вытаивания льда в слое торфяной залежи, находящейся под толстым слоем мохово-лишайникового покрова. В расчетах его средняя мощность была принята равной 1 м.

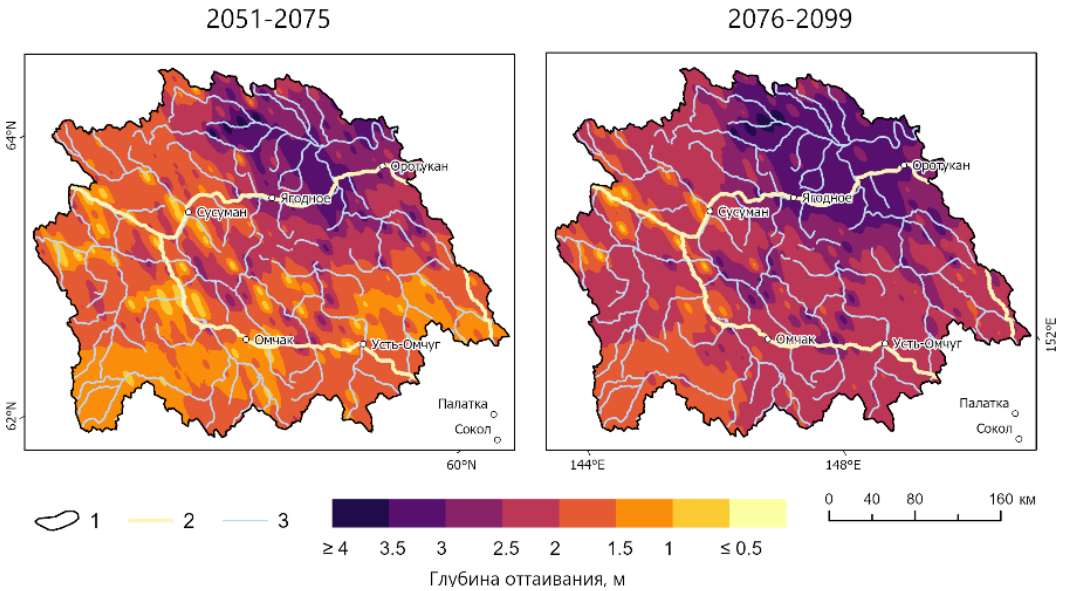


Рис. 2. Прогноз мощности СТС на периоды 2051-2075 гг., 2076-2099 гг.
1 – граница водосбора, 2 – дорога, 3 – речная сеть.

Пространственный анализ показал, что наибольшие абсолютные значения мощности СТС характерны для восточной части исследуемой территории, где «долины» занимают наибольшие площади. Наименьшие глубины протаивания приурочены к западной высокогорной части бассейна, где преобладают гольцовые ландшафты и склоны северной экспозиции. Указанная пространственная закономерность сохраняется на протяжении всего прогнозного периода.

Проведенное моделирование с использованием гидрологической модели «Гидрограф» позволило получить количественные оценки изменения мощности сезонно-талого слоя до конца XXI века. Установлена устойчивая тенденция к увеличению СТС для

всех типов ландшафтов, наиболее выраженная для склонов северной экспозиции. Полученные данные необходимы как для оценки изменения водного режима Северо-Востока, так и в практическом плане – для оценки характеристик мерзлоты в инженерных расчетах в условиях ее деградации.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев А.И. Современное состояние ландшафтов водосборного бассейна реки Анмангында // Устойчивость природных и технических систем криолитозоны в условиях изменения климата: материалы Всероссийской конференции с международным участием, посвященной 150-летию М.И. Сумгина. Якутск, 2022. С. 182−186.

Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока: опыт критического анализа. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 312 с.

Виноградов Ю.Б., Семенова О.М., Виноградова Т.А. Гидрологическое моделирование: метод расчета динамики тепловой энергии в почвенном профиле (Часть 1) // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 1. С. 11-21.

Гаврильев Р.И. Каталог теплофизических свойств горных пород Северо-Востока России. Якутск: Изд-во Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова, 2013. 172 с.

Лебедева Л.С. Формирование речного стока в зоне многолетней мерзлоты Восточной Сибири: дис. … канд. геогр. наук. М.: Изд. Ин-та географии РАН, 2018. 125 с.

Лебедева Л.С., Семенова О.М., Виноградова Т.А. Расчет глубины сезонноталого слоя в условиях различных ландшафтов Колымской водно-балансовой станции на основе гидрологической модели «Гидрограф» (Часть 2) // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 2. С. 35-44.

Макарьева О.М., Лебедева Л.С., Виноградова Т.А. Моделирование процессов формирования стока на малых горных водосборах криолитозоны (по материалам Колымской водно-балансовой станции) // Криосфера Земли. 2020. Т. 24. № 1. С. 43-56. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2020-1(43-56)

Методы геокриологических исследований / ред. Э.Д. Ершова. М.: МГУ, 2004. 512 с.

Шестернев Д.М. Криогипергенез и геотехнические свойства пород криолитозоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 266 с.

Шихов А.Н., Землянскова А.А., Макарьева О.М. Никитина П.А. Оценка применимости глобальных моделей CMIP6 для прогноза изменений климата и повторяемости опасных природных явлений на территории Магаданской области // Метеорология и гидрология. 2026, № 1 (в печати)

Melnikov V.P., Osipov V.I., Brukhkov A.V., Badina S.V., Sadurtdinov M.R., Drozdov D.S., Fedorov R.Y. Past and future of permafrost monitoring: Stability of Russian energetic infrastructure // Energies. 2022. Vol. 15. Is. 9, 3190. doi: 10.3390/en15093190

Semenova O., Vinogradov Y., Vinogradova T., Lebedeva L. Simulation of soil profile heat dynamics and their integration into hydrologic modelling in a permafrost zone // Permafrost and Periglacial Processes. 2014. Vol. 25. Is. 4. P. 257-269. doi: 10.1002/ppp.1820

Tananaev N.I. Regional ensemble of CMIP6 global climate models for Sakha (Yakutia) Republic, Northern Eurasia // Polar Science. 2024. Vol. 41, 101066. doi: 10.1016/j.polar.2024.101066

Voldoire A., *Saint-Martin D., Sénésiet S.* al. Evaluation of CMIP6 DECK Experiments With CNRM-CM6-1 // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2019. Vol. 11. Is. 7. P. 2177–2213. doi: 10.1029/2019MS001683

ACTIVE LAYER THICKNESS PROJECTIONS IN THE MAGADAN REGION USING HYDROLOGICAL MODEL HYDROGRAPH

O.M. Makarieva, O.R. Zhunusova, P.A. Nikitina, N.V. Nesterova, A.A. Zemlianskova*

State Hydrological institute, St. Petersburg, Russia

For the territory of the Verkhnekolymsky Highlands, a forecast of the dynamics of the active layer thickness was made using the Hydrograph model. The model is a system with distributed parameters that solves the equations of heat and moisture dynamics. Key runoff-forming complexes (RFCs) were identified for the area under study: valleys, slopes of the northern and southern exposures, and roky talus that were used to parameterize the model. The calculations were performed on a daily basis for the period 2015-2099. The results of the CNRM-CM6-1-HR model with high spatial resolution are used as a climate scenario. The simulation results showed a tendency to increase the active layer thickness (ALT) for all RFCs by the end of the 21st century. The most intensive increase is predicted for the slopes of the northern exposure, where the capacity of the ALT may increase by more than five times. The data obtained are necessary to assess changes in permafrost conditions and the water regime of the territory and can be used in engineering calculations under conditions of permafrost degradation.

Keywords: *active layer thickness, Hydrograph model, cryosphere, projections, climate change, runoff-forming complexes*

REFERENCES:

Vasiliev A.I. Current State of Landscapes in the Anmangynda River Basin. In: Sustainability of Natural and Technical Systems in the Cryolithozone under Climate Change: Proceedings of the All-Russian Conference with International Participation dedicated to the 150th Anniversary of M.I. Sumgin. Yakutsk, 2022. P. 182−186. (in Russian).

Vinogradov Yu.B. Mathematical Modeling of Runoff Formation Processes: A Critical Analysis Experience. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988. 312 p. (in Russian).

Vinogradova T.A., Semenova O.M., Vinogradov Yu.B. Hydrological Modeling: A Method for Calculating the Dynamics of Thermal Energy in a Soil Profile (Part 1) // Earth's Cryosphere. 2015. Vol. 19. No. 1. P. 11-21. (in Russian).

Gavriliev R.I. Catalog of Thermophysical Properties of Rocks in the North-East of Russia. Yakutsk: Institute of Permafrost Studies Publ., 2013. 172 p. (in Russian).

Lebedeva L.S. River Runoff Formation in the Permafrost Zone of Eastern Siberia. Cand. Sci. (Geogr.) Dissertation. Moscow: Institute of Geography RAS. 2018. 125 p. (in Russian).

Lebedeva L.S., Semenova O.M., Vinogradova T.A. Calculation of the Active Layer Thickness under Different Landscapes of the Kolyma Water-Balance Station Using the "Hydrograph" Hydrological Model (Part 2) // Earth's Cryosphere. 2015. Vol. 19. No. 2. P. 35-44. (in Russian).

Makarieva O.M., Lebedeva L.S., Vinogradova T.A. Modeling of Runoff Formation Processes in Small Mountainous Catchments of the Cryolithozone (Based on Materials from the Kolyma Water-Balance Station) // Earth's Cryosphere. 2020. Vol. 24. No. 1. P. 43-56. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2020-1(43-56)

Methods of Geocryological Research. Ed. by E.D. Yershov. Moscow: Moscow State University Press, 2004. 512 p. (in Russian).

Shesternev D.M. Cryohypergenesis and Geotechnical Properties of Cryolithozone Rocks. Novosibirsk: Siberian Branch of RAS Publ., 2001. 266 p. (in Russian).

Shikhov A.N., Zemlianskova A.A., Makarieva O.M. Nikitina P.A. Assessment of applicability of CMIP6 global climate models for predicting climate change and natural hazards in the Magadan region // Meteorology and Hydrology. 2026. No 1 (in press).

Melnikov V.P., Osipov V.I., Brukhkov A.V., Badina S.V., Sadurtdinov M.R., Drozdov D.S., Fedorov R.Y. Past and future of permafrost monitoring: Stability of Russian energetic infrastructure // Energies. 2022. Vol. 15. Is. 9, 3190. doi: 10.3390/en15093190

Semenova O., Vinogradov Y., Vinogradova T., Lebedeva L. Simulation of soil profile heat dynamics and their integration into hydrologic modelling in a permafrost zone // Permafrost and Periglacial Processes. 2014. Vol. 25. Is. 4. P. 257-269. doi: 10.1002/ppp.1820

Tananaev N.I. Regional ensemble of CMIP6 global climate models for Sakha (Yakutia) Republic, Northern Eurasia // Polar Science. 2024. Vol. 41, 101066. doi: 10.1016/j.polar.2024.101066

Voldoire A., *Saint-Martin D., Sénésiet S.* al. Evaluation of CMIP6 DECK Experiments With CNRM-CM6-1 // Journal of Advances in Modeling Earth Systems. 2019. Vol. 11. Is. 7. P. 2177–2213. doi: 10.1029/2019MS001683

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-335-345

МОНИТОРИНГ, МОДЕЛИРОВАНИЕ И ПРОГНОЗ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОРОД НА ПЛОЩАДКЕ КУМЖА В ДЕЛЬТЕ РЕКИ ПЕЧОРА

✉ *Малкова Г.В.*

Институт криосферы земли ТНЦ СО РАН, Тюмень, Россия
✉ *galina_malk@mail.ru*

Приведены результаты комплексного геокриологического мониторинга на площадке «Кумжа», расположенной в дельте реки Печора (зона островного распространения мерзлоты, Европейская территория России). Тренд среднегодовой температуры воздуха за последние 30 лет увеличился в три раза по сравнению с периодом климатической нормы и колеблется для разных метеостанций ЕТР от 0,08 до 0,12°С/год. Среднегодовая температура ММП составляет 0…-0,2°С, средний тренд равен 0,02°С/год, Современные климатические изменения приводят к формированию несквозных таликов в высокотемпературных криогенных ландшафтах ЕТР. В программном пакете «Frost 3D Термо» создан цифровой двойник площадки мониторинга. В результате численного моделирования получена трехмерная модель текущего и прогнозного термического состояния пород до глубины 10 м в естественных ландшафтных условиях. Верификация пространственно-временной 3D-модели температурного режима пород показала хорошую сходимость результатов моделирования и непосредственных измерений на площадке мониторинга.

Ключевые слова: *мониторинг, изменение климата, температурный режим ММП, тренды, моделирование, цифровой двойник*

Современные климатические изменения, происходящие на севере ЕТР, как и во всем Арктическом регионе, оказывают существенное влияние на геокриологическую обстановку и создают новые вызовы для объектов инфраструктуры в криолитозоне [*Брушков и др., 2022; Мониторинг…, 2024*]. Для Европейского севера характерны быстрая субширотная смена природных и геокриологических зон, вертикальная и горизонтальная прерывистость мерзлых толщ, большая пестрота температурных условий в пределах различных ландшафтов или форм рельефа, широкое развитие высокотемпературных участков с температурой многолетнемерзлых пород (ММП) 0...-1°С, распространение в толще мерзлоты линз и горизонтов криопэгов и охлажденных пород, наличие высокольдистых ММП и повторно-жильных льдов, а также широкое распространение криогенных процессов – термоэрозии, пучения, термокарста, солифлюкции [*Вечная мерзлота…, 2002*].

В силу того, что криолитозона Европейского севера является более высокотемпературной, а мощность мерзлых толщ – меньше, криогенные ландшафты ЕТР оказываются менее устойчивыми по сравнению с другими территориями Российской Арктики [*Biskaborn et al., 2019; Malkova et al., 2022; Васильев и др. 2020; Vasiliev et al, 2020*]. Результаты многолетнего геокриологического мониторинга свидетельствуют о том, что на Европейском севере вслед за потеплением климата уже началась деградация криогенных ландшафтов – повышение температуры ММП, сокращение яруса годовых теплооборотов и достижение критических значений глубины протаивания, за которыми следует формирование несквозных таликов [*Малкова и др., 2023, 2024, 2025; Kaverin et al., 2021*].

Изучение термического состояния и распространения ММП в криолитозоне ЕТР на протяжении трех десятилетий осуществляется коллективом сотрудников ИКЗ ТюмНЦ СО РАН на следующих объектах мониторинга, расположенных в разных геокриологических зонах:

- стационар Болванский расположен на III морской равнине в береговой зоне Печорской губы, сплошное распространение ММП;

- стационар Шапкина, расположен в центральной части Большеземельской тундры в пределах V ледово-морской равнины, прерывистое распространение ММП;

- стационар Кашин включает два наблюдательных участка (Кумжа и Кашин) на останцах I и II аллювиально-морских террас в дельте реки Печора, островное распространение ММП.

Подробное описание опорных температурных скважин, имеющих наиболее длительные ряды наблюдений, включая ландшафтные условия, литологический состав и геокриологические характеристики, опубликованы [*Kaverin et al., 2021; Malkova et al., 2022; Малкова и др., 2023*]. Проведенные исследования свидетельствуют, что в криогенных ландшафтах ЕТР наблюдаются слабые положительные тренды среднегодовой температуры ММП от 0,01 до 0,03°С/год. При среднегодовой температуры ММП 0…-1°С тренды еще более замедляются, поскольку начинаются фазовые переходы в грунтах, тормозящие процесс растепления. Для последнего десятилетия характерно, что в естественных ландшафтах наблюдается существенное увеличение глубины протаивания, уменьшение глубины промерзания и опускание кровли ММП [*Малкова и др., 2024, 2025; Шполянская и др., 2023*].

В настоящей работе проведена оценка произошедших за последние 30 лет климатических и геокриологических изменений на севере Европейской территории России на основе данных метеостанций, научных публикаций и собственных режимных наблюдений за температурным режимом пород, воздуха и поверхности на площадках мониторинга. В программном пакете «Frost 3D Термо» создан цифровой двойник площадки мониторинга «Кумжа», расположенной в дельте реки Печора, в зоне островного распространения мерзлоты, в криогенных ландшафтах с неустойчивым температурным режимом и температурой ММП 0…-0,2°С. В результате численного моделирования получена трехмерная модель текущего и прогнозного термического состояния пород до глубины 9-10 м в естественных ландшафтных условиях. Цифровой двойник обеспечивает быстрый и удобный доступ к геокриологической информации и визуализацию происходящих изменений.

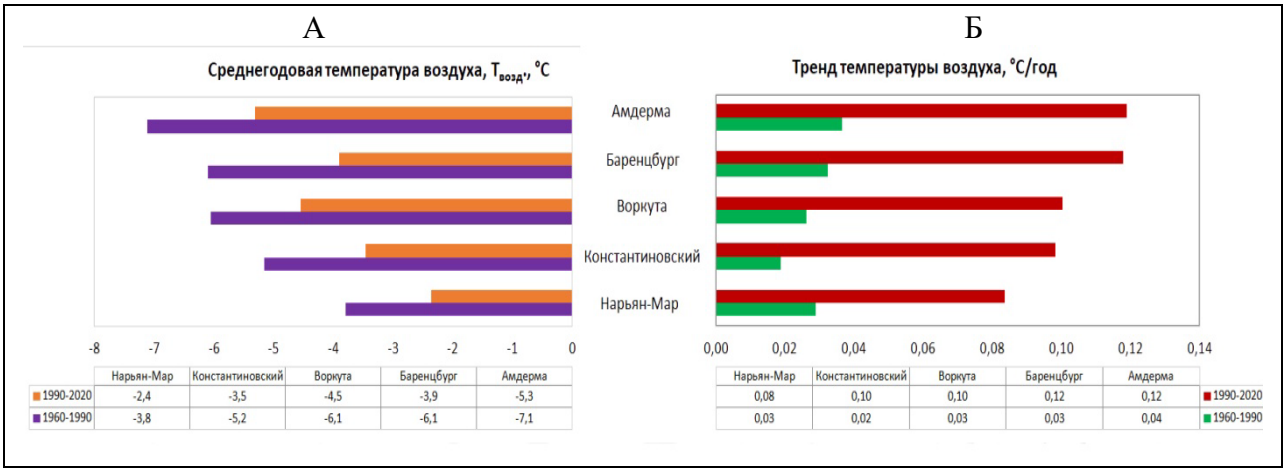


Рис. 1. Среднегодовая температура воздуха (А) и тренды ее изменения (Б) на метеостанциях Европейского севера.

Изменения климата. Анализ текущих климатических изменений ЕТР за последние десятилетия свидетельствует о повышении среднегодовой температуры воздуха на 1,5…2°С относительно периода климатической нормы (30-летний период 1960-1990 гг.) (рис. 1, А). При этом тренды изменения среднегодовой температуры воздуха в 1990-2020 гг. возросли более чем в три раза по сравнению с тридцатилетним периодом нормы (рис. 1, Б). Следует также отметить, что тренды повышения среднегодовой температуры и температуры зимнего периода в два раза больше, чем в летний период (рис. 2).

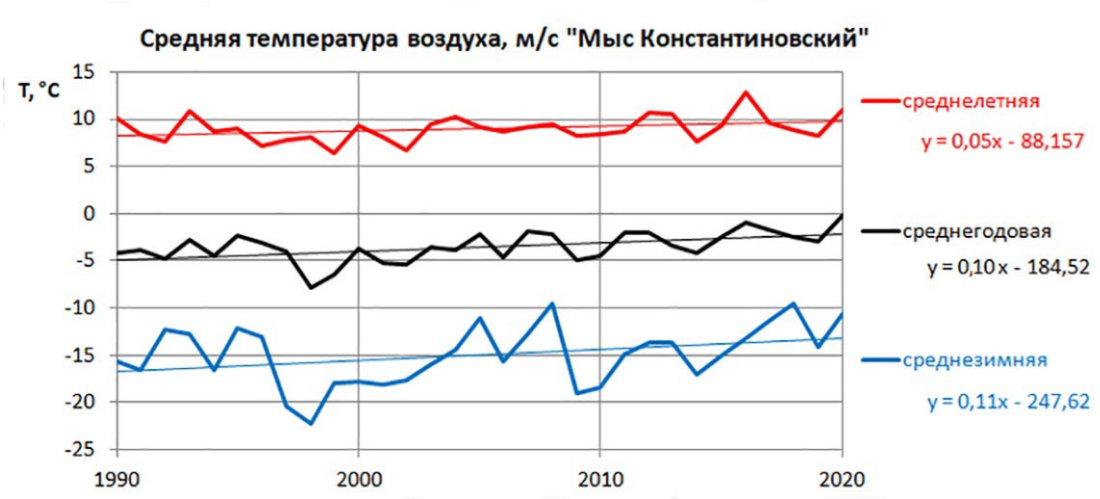


Рис. 2. Изменение среднегодовой, среднелетней и среднезимней температуры воздуха. Метеостанция «Мыс Константиновский».

Амплитуда воздуха варьирует для метеостанций ЕТР от 35°С до 25°С, но ее среднее значение практически не изменилось – в среднем в период климатической нормы амплитуда была равна 32°С, а с 1990 по 2020 гг. равна 31°С. Для современного климата отмечается также увеличение продолжительности теплого периода (дней с положительной температурой воздуха) почти на три недели. Повышение темпов потепления климата отмечается и для других регионов Российской Арктики [*Malkova et al, 2022; Vasiliev et al, 2020*].

По наблюдениям на пяти метеостанциях ЕТР (см. рис. 1) сумма годового количества осадков увеличилась в среднем с 370 мм до 430 мм по сравнению с периодом климатической нормы. Характер изменения максимальной мощности снега для метеостанции «Мыс Константиновский», ближайшей к объектам мониторинга, расположенной на побережье Печорской губы, показан на рис. 3. Для сравнения на диаграмме приведены данные по метеостанции «Нарьян-Мар», расположенной в 120 км вглубь материка.

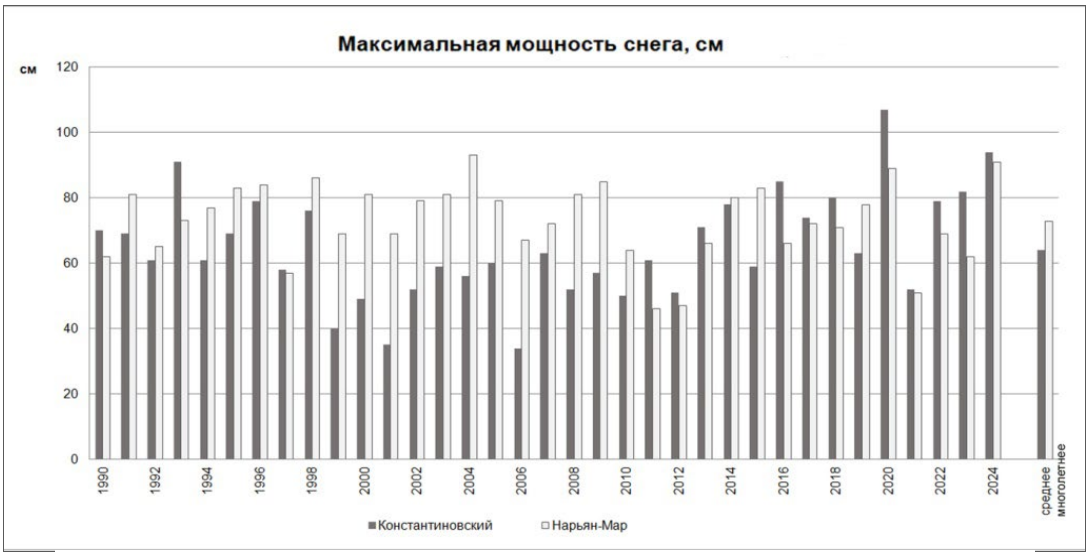


Рис. 3. Максимальная мощность снежного покрова за период 1990-2024 годы.

Среднее многолетнее значение максимальной за год мощности снега для прибрежных районов составляет 64 см, в континентальных районах 73 см. После 2010 года наблюдается постепенное увеличение высоты снежного покрова только на

арктическом побережье ЕТР. В 2020 году максимальная высота снега достигала аномальных 107 см, а в 2024 году 94 см.

Внутригодовой ход изменения среднемесячной высоты снежного покрова по данным метеостанции «Мыс Константиновский» для трех лет наблюдений показан на рис. 4. Продолжительность бесснежного периода составляет около 4 месяцев в году.



год \ месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
2019	36	45	56	57	26	0	0	0	0	8	34	58
2020	63	80	92	104	56	0	0	0	0	4	7	22
2021	26	29	38	22	0	0	0	0	0	3	16	30

Рис. 4. Среднемесячная высота снежного покрова.

Температурный режим пород на площадке мониторинга. Площадка геокриологического мониторинга «Кумжа» была организована в 2013 году на территории разведанного Кумжинского газоконденсатного месторождения с целью изучения геокриологических условий в области островного распространения ММП и высокотемпературного разреза. Площадка расположена в дельте р. Печоры на останце I аллювиально-морской террасы, занятом преимущественно кустарничково-лишайниковой тундрой (рис. 5, А, Б). Размеры останца составляют 500х600 м, абсолютные отметки поверхности 5…6 м. Поверхностные отложения представлены преимущественно песками с редкими прослоями торфа и суглинка. Наблюдательная площадка с регулярной сеткой пикетов через 10 м организована на относительно не нарушенном техногенезом участке, ее размеры 100х70 м. Наблюдательные скважины 2, 3, и 4 глубиной от 3 до 10 м характеризуют литологический разрез и температурный режим пород в ненарушенных ландшафтных условиях. Скважина 1 расположена в пределах зарастающего карьера рядом с разведывательной скважиной ГКМ и представляет интерес для сравнения температурного режима нарушенных и ненарушенных криогенных ландшафтов. Температурная скважина 5 (глубиной 5 м) оборудована в условиях несквозного талика в талых породах на фрагменте лишайниковой тундры с густым ольховником. Рядом со скважинами организованы специальные площадки для наблюдения за температурой воздуха и поверхности грунта.

В скважинах и на площадках проводятся круглогодичные измерения температуры с помощью автоматизированных логгеров и датчиков, установленных в соответствии с регламентом измерений. За период наблюдений с 2014 г. было установлено, что произошло повышение среднегодовой температуры грунтов на 0,1...0,2°С, и в настоящее время она составляет 0…-0,2°С. С помощью георадиолокационной съемки и сейсмопрофилирования по постоянной сетке профилей установлено, что в пределах площадки происходит неравномерное опускание кровли мерзлоты со средней скоростью 0,25 м/год в зависимости от фациальных условий на поверхности, состава и влажности грунтов [*Малкова и др., 2025*].

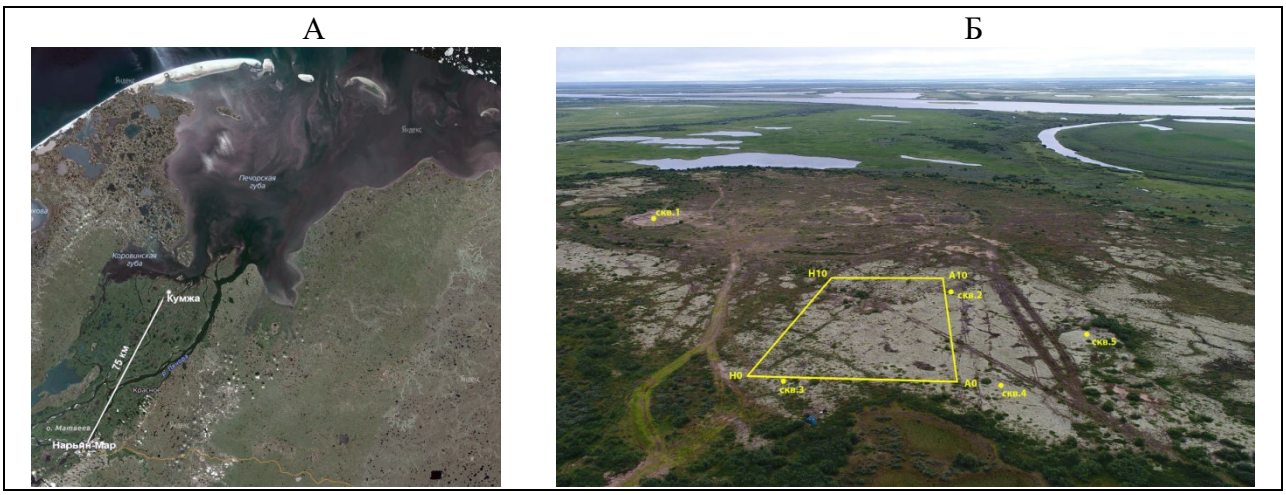


Рис. 5. Местоположение объекта мониторинга «Кумжа» (А); общий вид, схема размещения скважин и контур площадки моделирования (Б).

В скважине 4, пробуренной на участке слабодренированной тундры, на графике термоизоплет видно, что на протяжении пяти последних лет мы наблюдаем существенные изменения в верхней части разреза (рис. 6). Только в наиболее холодный зимний период 2018/2019 гг происходило формирование сливающегося типа мерзлоты. В остальные годы происходит расширение зоны переходной температуры пород от -0.1 до +0,1°С, что приводит к образованию мерзлоты несливающегося типа. Кровля мерзлоты постепенно погружается, а ярус годовых теплооборотов составляет всего 3-4 м. Но среднегодовая температура ММП на глубине 8 м еще остается отрицательной -0,1…-0.2°С. При повышении среднегодовой температуры воздуха, несомненно, будет происходить дальнейшее оттаивание мерзлоты, глубина и площадь таликов будут увеличиваться (рис. 6).

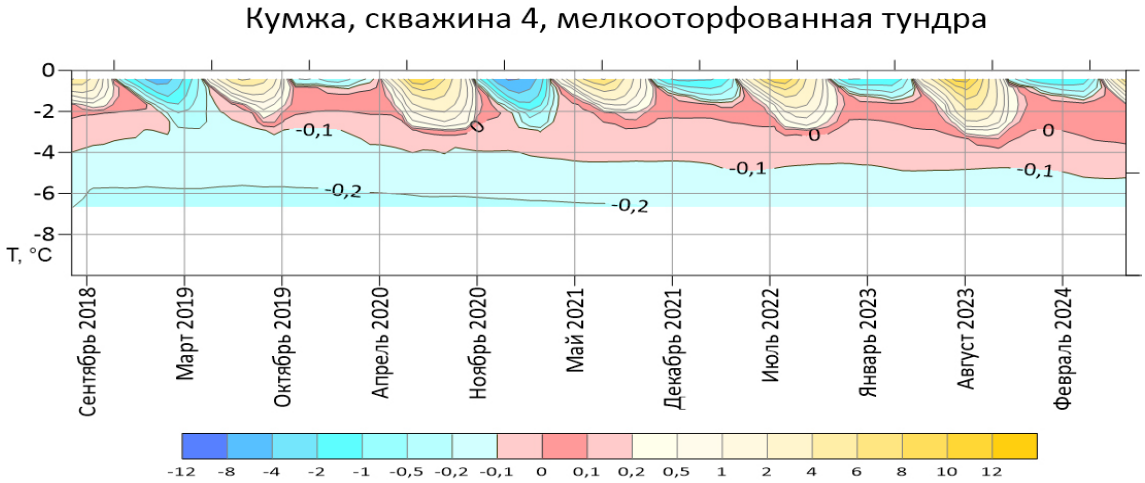


Рис. 6. Динамика температурного режима в скважине 4, площадка «Кумжа».

На талом участке наши температурные измерения показали, что температура пород на глубине 4-5 м в течение года колеблется от 0,1 до 4,0°С и уже не опускается ниже 0°С. Глубина сезонного промерзания в условиях песчаного разреза составляет 2…2,5 м, а зимой 2020/2021 года достигла 3 м. (рис. 7). Для определения глубины талика требуются специальные геофизические исследования или бурение более глубокой скважины.

Цифровой двойник площадки «Кумжа». Площадка геокриологического мониторинга «Кумжа» была выбрана в качестве первого полигона для создания цифрового двойника в программном пакете «Frost 3D Термо», обеспечивающем моделирование теплофизических процессов в грунтовом массиве.

Для моделирования в программе «Frost 3D Термо» необходимы следующие параметры:

- климатические данные с учетом выбранной периодичности;
- состав и теплофизические свойства грунтов, слагающих изученный разрез в пределах площадки;
- начальное распределение температуры на поверхности и в скважинах на разных глубинах;
- граничные условия, принятые для трехмерной модели.

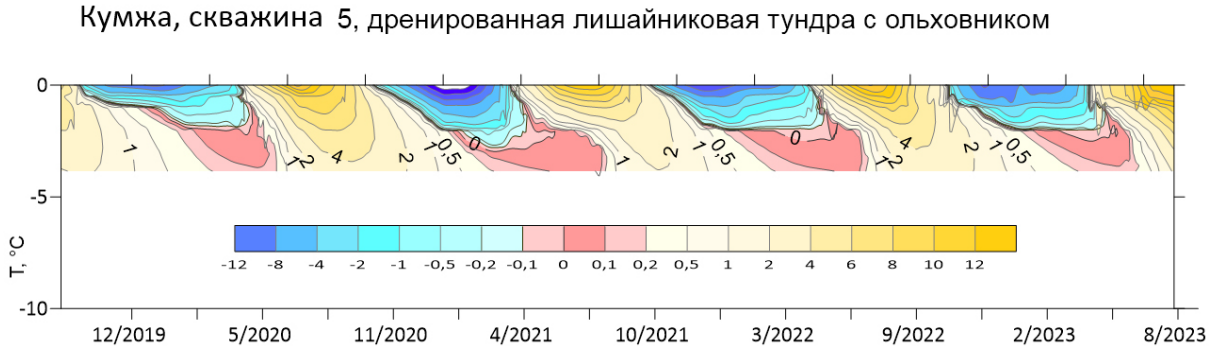


Рис. 7. Динамика температурного режима в скважине 5, площадка «Кумжа».

В модельных расчетах использовались климатические параметры для периода 2019-2030 гг., таким образом, они охватывали шесть лет собственных наблюдений на площадке «Кумжа» (2019-2024) и шесть лет прогнозных изменений (2025-2030), происходящих при продолжающемся потеплении климата, принятом аналогично первому периоду. За начало расчетов 2019 год был выбран вследствие того, что с 2019 по 2024 гг. климатические условия были весьма неоднородные: на фоне общего тренда потепления наблюдались как аномально теплые сезоны, так и относительно холодные (рис. 8). Мощность снега также была не одинаковой, но именно 2019 год соответствовал средним многолетним показателям (см. рис. 3, 4). При отсутствии собственных метеорологических данных использовались параметры, полученные на ближайшей метеостанции «Мыс Константиновский».

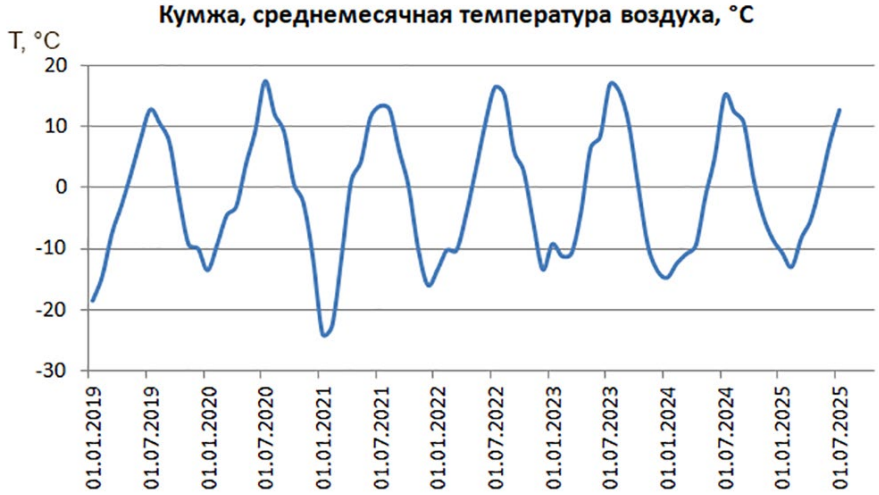


Рис. 8 Среднемесячная температура воздуха на площадке «Кумжа», используемая в моделировании.

При создании цифрового двойника использовались реальные объекты – скважины с их привязкой в пространстве и геологические слои, чередующиеся в разрезе скважины. Начальное распределение температуры в грунте задавалось для каждой скважины отдельно на начало 2019 г. (среднемесячная температура поверхности грунта и вниз по

разрезу скважины). Теплофизические свойства каждого литологического типа пород, которые потом использовались при моделировании, выбиралось из общей базы данных программы Frost 3D, с учетом реальных характеристик геологических слоев, описанных в скважинах на площадке.

После создания 3D-модели площадки задавались граничные условия, проводилась дискретизация расчетной области (построение расчетной сетки) и выполнялся расчет модели с трехмерной визуализацией тепловых полей, графиков и разрезов изменения температуры пород в любой точке модели и на любую дату в заданный период моделирования текущего и прогнозного термического состояния грунтов (рис. 9).

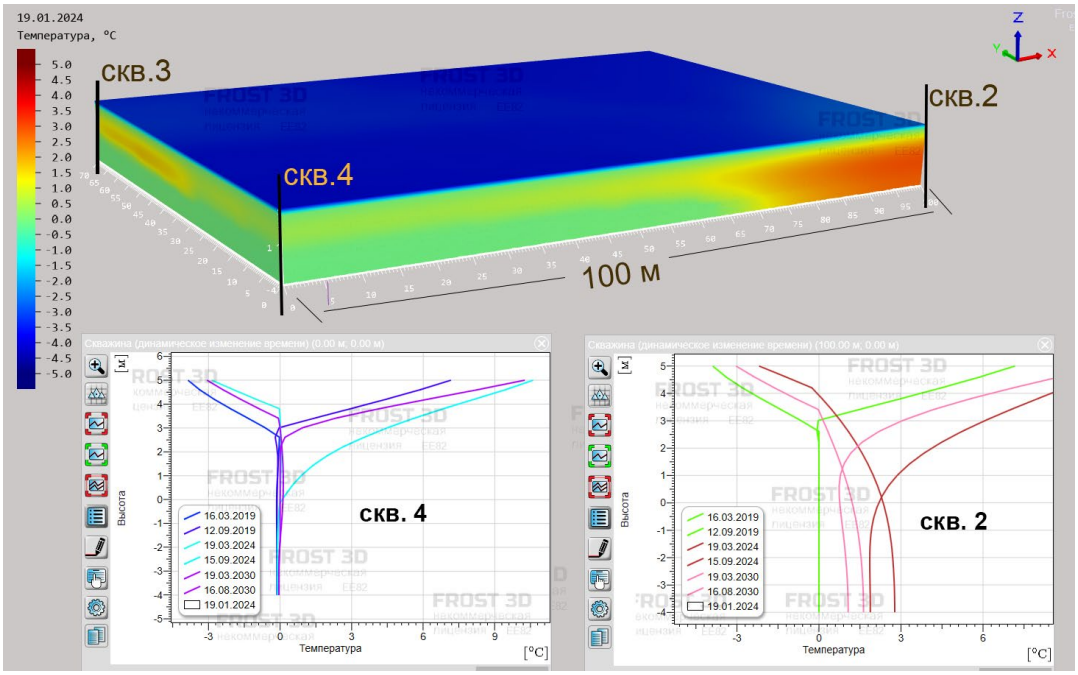


Рис. 9. Визуализация теплофизических расчетов в программе Frost 3D.
Цифровой двойник площадки «Кумжа».

Цифровой геокриологический двойник, созданный в программе Frost 3D Термо, обеспечивает быстрый и удобный доступ ко всей информации в пределах площадки мониторинга.

По модельным расчетам для конца зимнего периода (март) установлено:

- С 2019 по 2024 г глубина промерзания сократилась в обеих скважинах с 2,5 м до 1,5 м и еще несущественно сократится к 2030 г.
- С 2019 по 2024 г температура ММП глубже деятельного слоя и до глубины около 5 м в скважине 4 будет близкой к 0°С, ниже по разрезу составит -0,2°С, а в скважине 2 ниже СМС температура пород положительная и колеблется в интервале 0…+1,5°С.
- К 2030 г в скважине 4 сформируется непромерзающий зимой горизонт до глубины 6 м от поверхности, ниже сохранятся ММП с температурой около -0,1°С.
- К 2030 г в скважине 2 в пределах изученного разреза мерзлота отсутствует, а температура пород продолжит повышаться.

По модельным расчетам для конца летнего периода (август) установлено:

- С 2019 по 2024 г в скважине 4 и скважине 2 мощность деятельного слоя увеличилась, глубина потенциального протаивания стала больше СМС, образовавшегося в зимний период. В скважине 4 кровля ММП продолжает опускаться. В скважине 2 ММП отсутствуют на всю глубину изученного разреза.
- К 2030 г в скважине 4 сформируется несквозной талик в интервале глубин 3-7 м от поверхности, ниже сохранятся мерзлые породы с температурой 0…-0,1°С.

- К 2030 г в скважине 2 в пределах изученного разреза мерзлота отсутствует, а температура пород положительная.

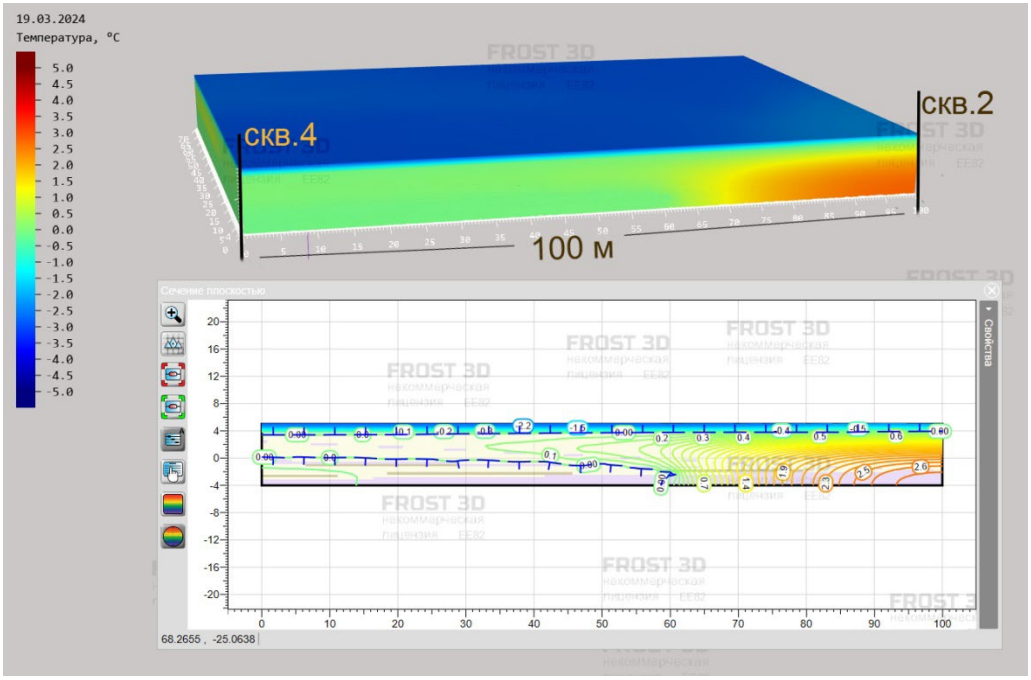


Рис. 10. Построение геокриологического разреза в программе Frost 3D. Цифровой двойник площадки «Кумжа».

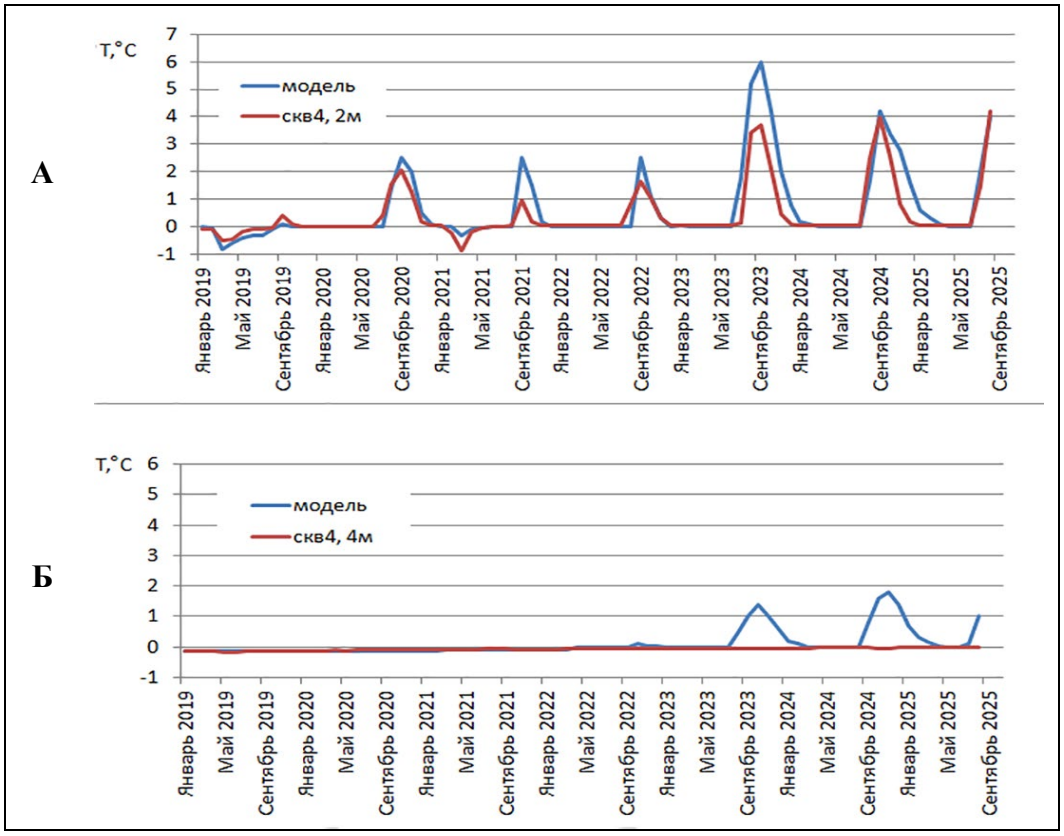


Рис. 11. Динамика изменения температуры пород по результатам измерений и модельным расчетам. Площадка «Кумжа», скважина 4: А – на глубине 2 м; Б – на глубине 4 м

Созданная модель площадки позволяет также, кроме визуализации трехмерных полей пространственно-временного изменения температуры пород, проследить в любом заданном разрезе изменение во времени глубины сезонного протаивания/промерзания

пород и мощности несквозных таликов. В нашем случае для отображения границы между талыми и мерзлыми породами бергштрихами синего цвета показана заданная температура 0°С. Остальные изолинии показаны разным цветом в соответствии с легендой (рис. 10).

Верификация пространственно-временной 3D-модели температурного режима пород осуществлялась для локальных участков температурных скважин 4 и 2. Была получена хорошая сходимость и синхронный ход графиков по результатам моделирования и непосредственных измерений температуры в скважинах на разных глубинах (рис. 11). Некоторые расхождения требуют дополнительного анализа и получения новых данных мониторинга.

Выводы. Выполненное в программе «Frost 3D Термо» моделирование показало, что цифровой двойник площадки «Кумжа» сочетает в себе результаты многолетних наблюдений и инновационные технологии для управления рисками в условиях деградации мерзлоты, что позволяет оперативно выполнять:

- моделирование и прогноз трехмерных полей пространственно-временного изменения температуры пород;
- моделирование и визуализацию начала формирования несквозных таликов и скорости деградации мерзлоты;
- пространственно-временное моделирование и визуализацию сроков формирование СТС/СМС, перелетков и горизонтов несливающейся мерзлоты.

Результаты моделирования были представлены на VII Всероссийской конференции с международным участием «Цифровые технологии будущего — современные решения в науках о Земле. ITES-2025», проходившей 22-26 сентября 2025 года в г. Владивосток [*Малкова и др. 2025*].

Финансирование и благодарности. Исследования выполнены в рамках Госзадания Министерства науки и высшего образования РФ (тема № FWRZ-2021-00012), проект IX.133.1.1. «Изучение формирования, структуры, изменчивости и прогнозирование состояния криосферы, в том числе многолетнемерзлых толщ и криогенных ландшафтов».

Благодарим компанию «Simmakers» за предоставление для некоммерческого использования полного комплекта программ Frost 3D, профессиональные инструкции и оказанные консультации.

ЛИТЕРАТУРА

Брушков А. В., Дроздов Д.С., Дубровин В.А., Железняк М.Н., Осокин А.Б., Садуртдинов М.Р., Сергеев Д.О., Малкова Г.В. Структура и параметры геокриологического мониторинга // Научный вестник Арктики. 2022. № 12. С. 78–88. doi: 10.52978/25421220_2022_12_78-88

Васильев А.А., Гравис А.Г., Губарьков А.А., Дроздов Д.С., Коростелев Ю.В., Малкова Г.В., Облогов Г.Е., Пономарева О.Е., Садуртдинов М.Р., Стрелецкая И.Д., Стрелецкий Д.А., Устинова Е.В., Широков Р.С. Деградация мерзлоты: результаты многолетнего геокриологического мониторинга в Западном секторе Российской Арктики // Криосфера Земли. 2020. Т. 24. № 2. С. 15-30. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2020-2(15-30)

Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов. М., ГЕОС, 2002. 400 с.

Малкова Г.В., Коростелев Ю.В., Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Царев А.М. Деградация мерзлоты Европейской территории Российской Арктики: результаты многолетнего геокриологического мониторинга // Фундаменты, издательство Международная ассоциация фундаментостроителей IAFC (Москва). 2024. № 1. С. 52-59.

Малкова Г.В., Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Коростелев Ю.В., Царев А.М. Фоновый мониторинг температурного режима и распространения многолетнемерзлых пород Европейского Севера в условиях современного климатического потепления / Сборник докладов Всеросс. научно-практ. конференции с междунар. участием «К познанию цельного образа криосферы Земли», 29-30 ноября 2023 г. Тюмень. С. 13-20.

Малкова Г.В., Садуртдинов М.Р., Скворцов А.Г., Коростелев Ю.В., Царев А.М., Давыденко С.Ю., Судакова М.С. Цифровой двойник площадки геокриологического мониторинга «Кумжа», расположенной в дельте реки Печора // Цифровые технологии будущего — современные решения в науках о Земле. ITES-2025: Материалы VII Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 22-26 сентября 2025 г. Владивосток: Изд-во Дальневосточного федерального ун-та, 2025. С. 51-52.

Мониторинг вечной мерзлоты. М.: Академический проект, 2024. 468 с. doi: 10.61828/9785829142780-2024-1-468

Шполянская Н.А., Осадчая Г.Г., Малкова Г.В. Криолитозона западного сектора Российского Севера в условиях меняющегося климата // Геориск. 2023. Том XVII. № 2. С. 24-38. doi:10.25296/1997-8669-2023-17-2-24-38

Biskaborn B.K., Smith S.L., Vieira G., Streletskiy D.A., Romanovsky V.E., Drozdov D., Malkova G., Vasiliev A. et al. Permafrost is warming at a global scale // Nature Communications. 2019. Vol. 10, 264 doi:10.1038/s41467-018-08240-4

Kaverin D., Malkova G., Zamolodchikov D., Shiklomanov N., Pastukhov A., Novakovskiy A., Sadurtdinov M., Skvortsov A., Tsarev A., Pochikalov A., Malitsky S., Kraev G. Long-term active layer monitoring at CALM sites in the Russian European North // Polar Geography. 2021. Vol. 44. Is. 3. P. 203-216. doi: 10.1080/1088937X.2021.1981476

Malkova G., Drozdov D., Vasiliev A., Gravis A., Kraev G., Korostelev Y., Nikitin K. et al. Spatial and Temporal Variability of Permafrost in the Western Part of the Russian Arctic // Energies. 2022. Vol. 15, 2311. doi:10.3390/en15072311

Vasiliev A.A., Drozdov D.S., Gravis A.G., Malkova G.V., Nyland K.E., Streletskiy D.A. Permafrost degradation in the Western Russian Arctic // Environmental Research Letters. 2020. Vol. 15. Is. 4, 45001. doi:10.1088/1748-9326/ab6f12

MONITORING, MODELING, AND FORECASTING OF SPATIOTEMPORAL VARIATIONS IN ROCK TEMPERATURES AT THE KUMZHA SITE IN THE PECHORA RIVER DELTA

Malkova G.V.

Earth Cryosphere Institute of Tyumen Research Centre SB RAS, Tyumen, Russia,,

The results of geocryological observations at the Kumzha monitoring site located in the Pechora River delta (permafrost island zone, ETR) are presented. The trend of average annual air temperature over the past 30 years has increased threefold compared to the period of the climatic norm and varies from 0.08 to 0.12°C/year for different weather stations in the ETR. The trend of the average annual permafrost temperature does not exceed 0.02°C/year, intra-year thermal variations are mostly dampened in the active layer at depths of 2…3 m, and the average annual temperature of permafrost varies from 0 to -0.2°C. A digital twin of the monitoring site has been created in the Sofware package «Frost 3D Thermo», providing quick and convenient access to geocryological information and visualization of ongoing changes. As a result of numerical modeling, a 3D-model of the current and predicted thermal condition of permafrost up to 10 m depth was obtained in natural landscape conditions. Verification of the spatial-temporal 3D-model of the permafrost temperature regime showed good convergence of the simulation results and direct measurements in temperature wells at the monitoring site.

Keywords: *monitoring, climate change, temperature regime, trends, modeling, digital twin*

REFERENCE:

Biskaborn B.K., Smith S.L., Vieira G., Streletskiy D.A., Romanovsky V.E., Drozdov D., Malkova G., Vasiliev A. et al. Permafrost is warming at a global scale // Nature Communications. 2019. Vol. 10, 264 doi:10.1038/s41467-018-08240-4

Brushkov A. V., Drozdov D. S., Dubrovin V. A., Zheleznyak M. N., Osokin A. B., Sadurtdinov M. R., Sergeev D. O., Malkova G. V. Structure and Parameters of Geocryological Monitoring // Scientific Bulletin of the Arctic. 2022. № 12. P. 78–88. doi: 10.52978/25421220_2022_12_78-88

Kaverin D., Malkova G., Zamolodchikov D., Shiklomanov N., Pastukhov A., Novakovskiy A., Sadurtdinov M., Skvortsov A., Tsarev A., Pochikalov A., Malitsky S., Kraev G. Long-term active layer monitoring at CALM sites in the Russian European North // Polar Geography. 2021. Vol. 44. Is. 3. P. 203-216. doi: 10.1080/1088937X.2021.1981476

Malkova G. V., Korostelev Yu. V., Sadurtdinov M. R., Skvortsov A. G., Tsarev A. M. Permafrost Degradation in the European Territory of the Russian Arctic: Results of Long-Term Geocryological Monitoring*."* Foundations*,* International Association of Foundation Builders (IAFC), Moscow, 2024. No. 1. P. 52–59. (in Russian).

Malkova G. V., Sadurtdinov M. R., Skvortsov A. G., Korostelev Yu. V., Tsarev A. M. "Background Monitoring of Temperature Regime and Distribution of Permafrost in the European North Under Current Climate Warming." In: *Toward a Holistic Understanding of the Earth's Cryosphere*: Proceedings of the All-Russian Scientific and Practical Conference with International Participation, Tyumen, November 29–30, 2023, pp. 13–20. (in Russian).

Malkova G. V., Sadurtdinov M. R., Skvortsov A. G., Korostelev Yu. V., Tsarev A. M., Davydenko S. Yu., Sudakova M. S. Digital Twin of the Geocryological Monitoring Site 'Kumzha' Located in the Pechora River Delta. In: Digital Technologies of the Future — Modern Solutions in Earth Sciences. ITES-2025*:* Proceedings of the VII All-Russian Conference with International Participation, Vladivostok, September 22–26, 2025. Compiled by A. A. Streltsova. Vladivostok: Far Eastern Federal University Press, 2025. P. 51–52.

Malkova G., Drozdov D., Vasiliev A., Gravis A., Kraev G., Korostelev Y., Nikitin K. et al. Spatial and Temporal Variability of Permafrost in the Western Part of the Russian Arctic // Energies. 2022. Vol. 15, 2311. doi:10.3390/en15072311

Permafrost and Development of Oil and Gas Regions. Moscow: GEOS, 2002. 400 p. (in Russian).

Permafrost Monitoring. Moscow: Academic Project, 2024. 468 p. doi: 10.61828/9785829142780-2024-1-468. (in Russian)

Shpolyanskaya N. A., Osadchaya G. G., Malkova G. V. Cryolithozone of the Western Sector of the Russian North Under Changing Climate Conditions // Georisk. 2023. Vol. XVII, No. 2. P. 24–38. (in Russian).

Vasiliev A. A., Gravis A. G., Gubarkov A. A., Drozdov D. S., Korostelev Yu. V., Malkova G. V., Oblogov G. E., Ponomareva O. E., Sadurtdinov M. R., Streletskaya I. D., Stretsky D. A., Ustinova E. V., Shirokov R. S. Permafrost Degradation: Results of Long-Term Geocryological Monitoring in the Western Sector of the Russian Arctic // Earth's Cryosphere. 2020. Vol. 24. No. 2. P. 15–30. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2020-2(15-30)

Vasiliev A.A., Drozdov D.S., Gravis A.G., Malkova G.V., Nyland K.E., Streletskiy D.A. Permafrost degradation in the Western Russian Arctic // Environmental Research Letters. 2020. Vol. 15. Is. 4, 45001. doi:10.1088/1748-9326/ab6f12

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-346-355

МЕТАН В ГОЛОЦЕНОВОМ ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНОМ ЛЬДУ НИЖНЕГО ПРИОБЬЯ

✉*Мартиросян М.О.[1], Кузякин Л.П.[1], Семёнов П.Б.[2], Киль А.О.[2]*

[1]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
[2]ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
✉ *mo.martirosyan@mail.ru*

В 2024 и 2025 годах в районе города Лабытнанги были исследованы обнажения полигонально-жильных льдов, вскрытых в отложениях торфяника на II Каргинской террасе. Проведены полевые криолитологические описания залежей и отобраны пробы для лабораторных исследований. Проанализировано содержание метана в полигонально-жильном льду и вмещающих отложениях. Отмечено, что несмотря на положение вблизи южной границы распространения полигонально-жильных льдов, которые имеют признаки современного роста, наблюдаются элементарные жилки, вклинивающиеся в тело ПЖЛ. Однако, элементарные жилки формируются не каждый год и зависят от условий зимнего периода. Содержание метана во вмещающих торфах составляет до 1500 ppmv, в подстилающих высокольдистых суглинках – не превышает 50 ppmv. В самом ПЖЛ содержание метана варьирует от 250 до 20 ppmv и зависит от количества включений торфа непосредственно во льду: чем больше включений – тем выше содержание метана.

Ключевые слова: *многолетнемерзлые породы, подземные льды, Нижнее Приобье, метан, полигонально-жильные льды*

Введение. На данный момент образование полигонально-жильных льдов (ПЖЛ) исследовано достаточно хорошо (Втюрин, 1975; Романовский, 1977; Васильчук, 2006), однако некоторые моменты требуют уточнения. Темой для дискуссий является направление развития ПЖЛ – рост, стабилизация или деградация ПЖЛ, цикличность этого процесса. Также в рамках исследования глобального процесса климатических изменений вызывает интерес вклад ПЖЛ в эмиссию метана в атмосферу при их деградации. Широкое распространение ПЖЛ в криолитозоне, а также их близость к дневной поверхности позволяет использовать их как индикатор изменения климата в настоящем и в прошлом.

При морозобойном растрескивании грунта поверхностные воды образуют жильные структуры, замерзая в трещинах. Подобные структуры чаще всего возникают в тонкодисперсных, влагонасыщенных, органогенных грунтах: торфяных, иловатых, суглинистых, супесчаных. Песчаный грунт слабо подвержен морозобойному растрескиванию, как и галечниковые, щебнистые отложения [*Баду, 2021*].

Метан в полигонально-жильных льдах на севере Западной Сибири исследовался, как правило, совместно с иными объектами для оценки вклада ПЖЛ в эмиссию парниковых газов при деградации многолетнемёрзлых пород [*Чербунина и др., 2017; Стрелецкая и др., 2018; Облогов и др., 2025; Ko N. et al., 2025*].

Цель исследования: определить состояние полигонально-жильных льдов на южном пределе их распространения в районе г. Лабытнанги и оценить содержание метана в самих льдах и вмещающих отложениях.

Методика исследования. В полевых условиях были описаны морфологические параметры обнажения: форма, размер ледяного тела, условия залегания, визуальные особенности льда, строение и состав вмещающих отложений.

При подробном рассмотрении льда описывалась ледяная структура и расположение пузырьков льда – с помощью поляризационного стекла (полароида). Особое внимание уделялось почвенному описанию вышележащих слоёв торфа – фиксировались цвет, плотность сложения и влажность, различные включения. Отбирались образцы на газовый

состав – содержание метана и его гомологов. Для выделения газовой компоненты использовался метод фазово-равновесной дегазации, он же «Headspace» [*Alperin, 1985; Облогов, 2016*].

В лабораторных условиях производилась обработка образцов, полученных из полигонально-жильного льда и вмещающих отложений. Анализ проб проводился на приборной базе ФГБУ «ВНИИОкеангеология» с использованием газового хроматографа Shimadzu GC 2014 с плазменно-ионизационным детектором (ПИД) и капиллярной колонкой Restek Rt-Aluminia BOND/Na2SO4 (40 м). В качестве газа-носителя использовался гелий при скорости потока 25 мл/мин. Для калибровки приборов использовалась сертифицированная газовая смесь (ГЭТ 154-2001), включающая 11 углеводородных газов (метан, этан, этилен, пропан, пропилен, i-бутан, n-бутан, бутен-1+ i-бутилен, i-пентан, n-пентан). Погрешность газохроматографических измерений не превышает ±2.5%.

Территория исследования. Территория г. Лабытнанги характеризуется морским субарктическим и климатом с продолжительными (до 210 дней) суровыми зимами (средняя температура января может достигать до –27° С) и прохладным (средняя температура июля 8-13° С) коротким летом (до 68 дней). Устойчивый морозный период продолжается 200-210 дней в году. Годовое количество атмосферных осадков составляет 250–280 мм [*Геокриология СССР, 1989*]. Распространение многолетнемёрзлых пород – прерывистое. Вертикальное строение многолетнемёрзлых пород – двухслойное: выделяется нижний горизонт реликтовой мерзлоты и верхний горизонт современных мёрзлых пород. Среднегодовая температура пород: -1,5…-0,5°С (без учёта талых участков). Глубина протаивания варьирует от 2,0 м и более на незадернованных песках, до 0,4-0,5 м на торфяниках [*Геокриология СССР, 1989*].

Описываемый разрез находится в пределах полигонального торфяника II Каргинской террасы, в отвершке термоэрозионного оврага, который открывается в термокарстовое озеро Лев-то (рис. 1,2). Система полигонально-жильных льдов отмечается практически повсеместно, что связано как с особенностями органогенных отложений, благоприятствующих морозобойному растрескиванию, так и с возвышенным положением торфяника и незначительным снежным покровом на нём. Поверхность хорошо дренированная, здесь была отмечена растительность мохово-лишайникового, кустарничкового и кустарникового ярусов: ягель (*Cetraria islandica* (L.) Ach.), багульник (*Ledum polustre* L.), пушица влагалищная (*Eriophorum vaginatum* L.), морошка (*Rubus chamoemorus* L.), карликовая берёза (*Betula nana* L.).



Рис. 1. Термокарстовое озеро Лев-то.

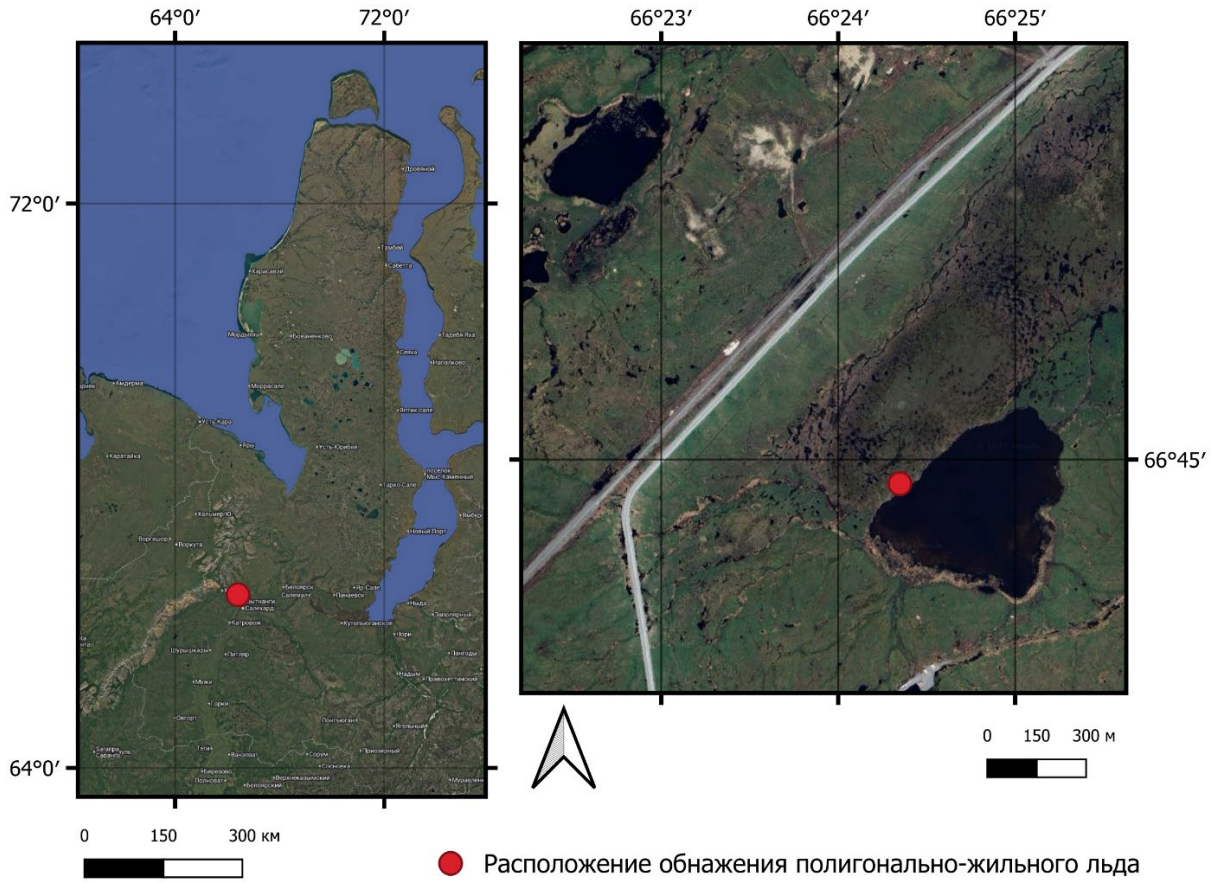


Рис. 2. Положение обнажения полигонально-жильного льда в 8 км к северу от г. Лабытнанги.

Вероятно, термокарстовое озеро вблизи найденной жилы образовалось вследствие протаивания подземных льдов. Полигонально-жильные льды на торфянике формируются в весенний период из талых снеговых вод, просачивающихся в почву [Чижова и др., 2025], так как среднегодовая высота снежного покрова в районе Лабытнанги составляет около 0,5 м, а превышение торфяника над уровнем озера на 2,5 м позволяет утверждать об отсутствии вклада озёрных вод в формирование ПЖЛ.

Результаты наблюдений. Обнажения полигонально-жильных льдов, исследованные в 2024 и 2025 годах достаточно похожи (рис. 3). Оба раза они были вскрыты в термоэрозионных оврагах, примыкающих к термокарстовому озеру. Днище термоэрозионного оврага, в тыловой части которого вскрывается ПЖЛ, заполнено водой из-за протаивания жилы. Высота зачищенной части разреза составляет 120 см (и в 2024 и в 2025 гг). Нижняя часть жилы находится под водой и, вероятно, протаяла. Строение зачищенного разреза можно представить следующим образом. Первые 3 см – тундровая подушка, представленная травянистыми и кустарничковыми растениями, ягелем. Первый горизонт: слаборазложившийся светло-бурый торф с корнями растений диаметром до 3 см, влажный. Ниже залегает среднеразложившийся торф цветом темнее предыдущего. Тёмно-бурый торф залегает на глубинах 30-45 см, мокрый, размер корней современных растений в диаметре уменьшается до 1 см. Граница между слоями неровная, подчеркивается структурными различиями и цветом. Граница сезонно-талого слоя на поверхности рассматриваемого разреза варьируется от 45 до 60 см.

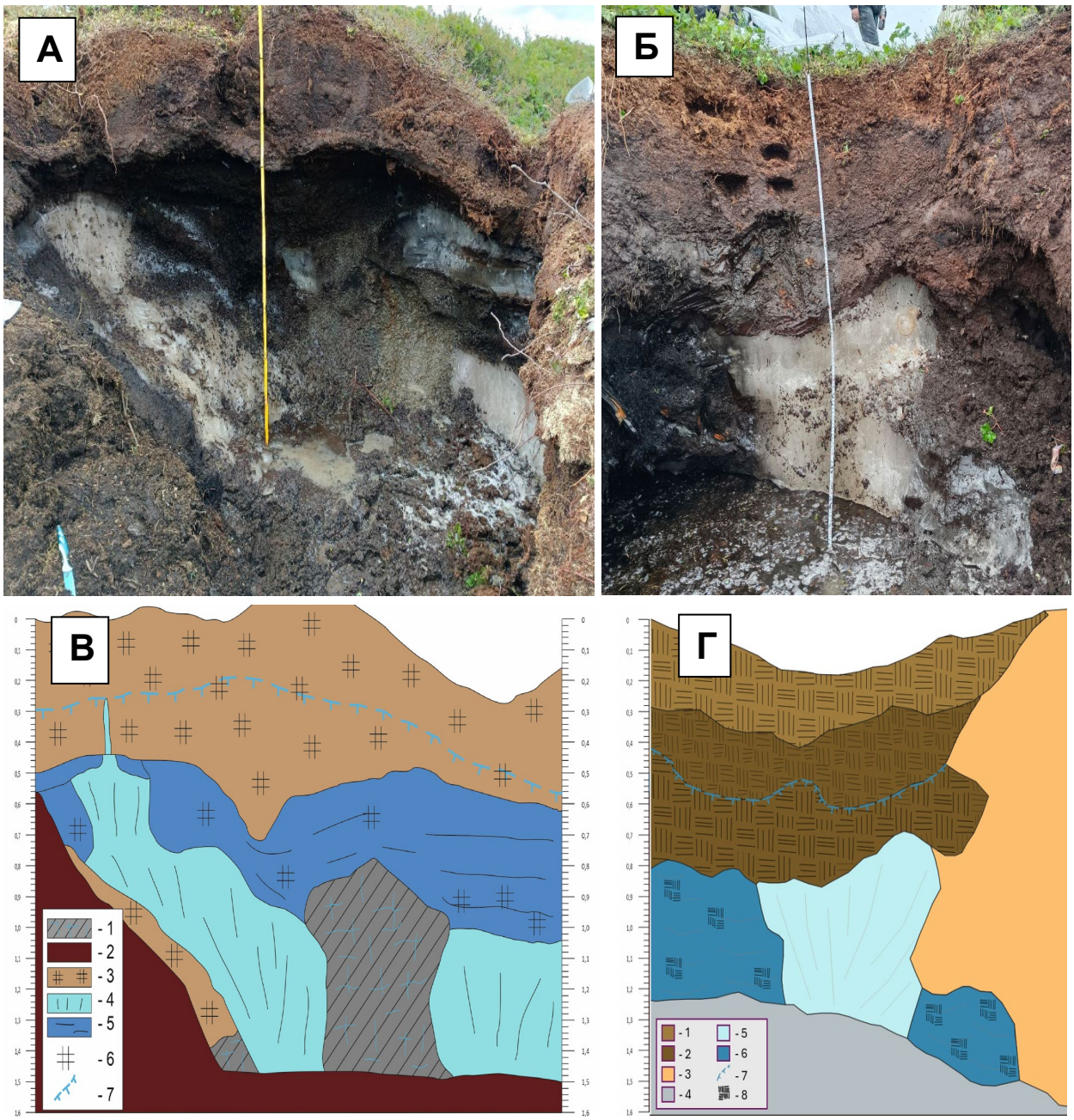


Рис. 3. Разрез полигонально-жильного льда: **А** – фото жилы, опробованной в 2024 году, **Б** – фото жилы, опробованной в 2025 году. **В** – геокриологический разрез жилы, опробованной в 2024 году (Чижова и др, 2025). 1 – серые высокольдистые суглинки; 2 – оплывные и осыпные отложения; 3 – торф от слабой до средней степени разложения; 4 – повторно-жильный лёд; 5 – термокарстово-пещерный лёд; 6 – включения торфа; 7 – граница слоя протаивания (июль 2024). **Г** – геокриологический разрез жилы, опробованной в 2025 году. 1 – слаборазложившийся торф, 2 – среднеразложившийся торф, 3 – осыпные отложения, 4 – затопленное днище оврага, 5 – повторно-жильный лёд, 6 – термокарстово-пещерный лёд, 7 – граница слоя протаивания (июль 2025), 8 – включения торфа.

Мёрзлый слой, вероятно нижняя часть сезонно-талого слоя, состоит из среднеразложившегося тёмно-бурого торфа с редкими включениями тонких корней растений, которыми отделяется неровная граница с ПЖЛ. Подошва слоя проходит на глубине 80 см. Кровля жилы имеет чёткий контакт с перекрывающим торфом и неровную сглаженную форму. Лёд белого цвета, непрозрачный, мутноватый в связи с содержанием субвертикально ориентированных пузырьков воздуха и вкраплений торфа с массивной криотекстурой. Сбоку с обеих сторон находится термокарстово-пещерный лёд,

отличающийся серо-чёрным цветом, большим содержанием торфа, более крупным размером кристаллов льда, у которого слоистость слабо выражена.

По краям от повторно-жильного льда торф замещается термокарстово-пещерным льдом, который сформировался в периоды деградации полигонально-жильной системы. Термокарстово-пещерный лёд характеризуется более крупными кристаллами, темным цветом, горизонтальной слоистостью, включением большого количества торфа. На фотографиях он выглядит как мёрзлый торф, однако, при физическом воздействии заметно, что доля льда значительно больше доли торфяных частиц.

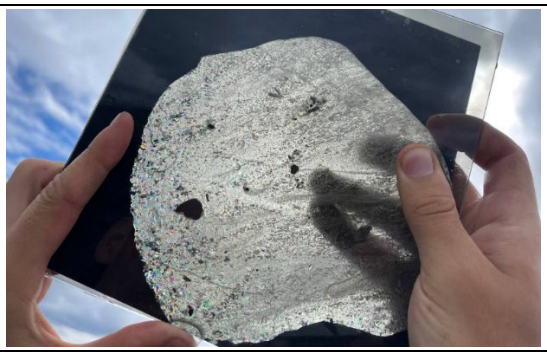
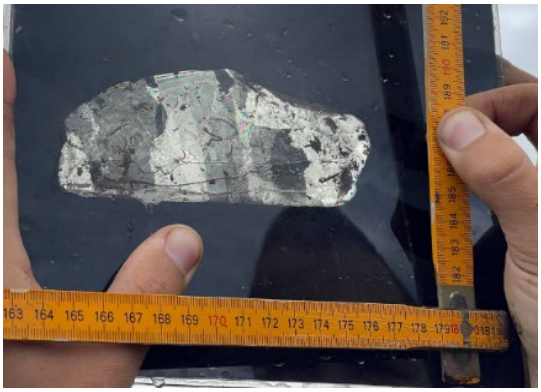
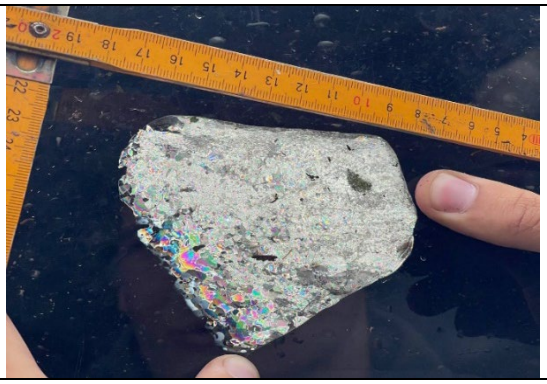
В 2024 году в обнажении с ПЖЛ, а также в целом в пределах рассматриваемого торфяника были обнаружены элементарные жилки (рис. 4), которые прослеживались даже в сезонно-талом слое (непосредственно под талыми грунтами в середине июля). Данный факт свидетельствует о продолжающемся современном росте ПЖЛ в районе Лабытнанги, даже несмотря на климатические изменения. Вероятно, это связано с благоприятным геоморфологическим положением торфяника на относительно возвышенной поверхности, с которой в зимний период сдувается снег, из-за чего возможен процесс морозобойного растрескивания даже в относительно мягкие зимы.



Рис. 4. Элементарная жилка над оголовком голоценового полигонально-жильного льда в районе г. Лабытнанги

Из жилы льда 2024 года были отобраны образцы для кристаллографического описания – было выделено четыре структурных типа (таблица 1).

Таблица 1. Кристаллографическое описание льда

№ образца	Глубина отбора, см	Описание	Фото
1	123-150	Мелкие кристаллы (1-3 мм), большое количество включений пузырьков воздуха, диаметром до 1 см. Включения органики диаметром до 1-2 мм. Субвертикальная слоистость. Повторно-жильный лед.	
2	52-70	Крупные кристаллы льда (5-6 см), практически весь образце – 1 кристалл льда. Пузырьки воздуха между кристаллами (округлые). Термокарстово-пещерный лед.	
3	80-110	Большие, вертикально вытянутые кристаллы льда (3-4 см). Кристаллы вытянуты по вертикальной оси. Включения пузырьков воздуха встречаются очень редко. Термокарстово-пещерный лёд.	
4	110-123	Мелкие кристаллы (1-3 мм), Большое количество включений пузырьков воздуха, диаметром до 1 см Включения органики диаметром до 1-2 мм Повторно-жильный лед	

На глубине около 1,0 м в термокарстово-пещерном льду были обнаружены крупные корни Larix Sibirica, диаметром до 5 см (рис. 5). Можно предположить, что данная растительность имеет возраст голоценового оптимума, в период которого происходила деградация ПЖЛ, увеличилась глубина протаивания и появился древесный ярус в растительном сообществе. Впоследствии, при похолодании, на месте частично растаявшего ПЖЛ сформировался термокарстово-пещерный лёд. Таким образом, можно предположить, что описанная часть жилы, зажатая между термокарстово-пещерным льдом, начала формироваться не ранее 5-6 тыс. л.н., а нижняя часть ПЖЛ, раннеголоценовая, не вскрыта.

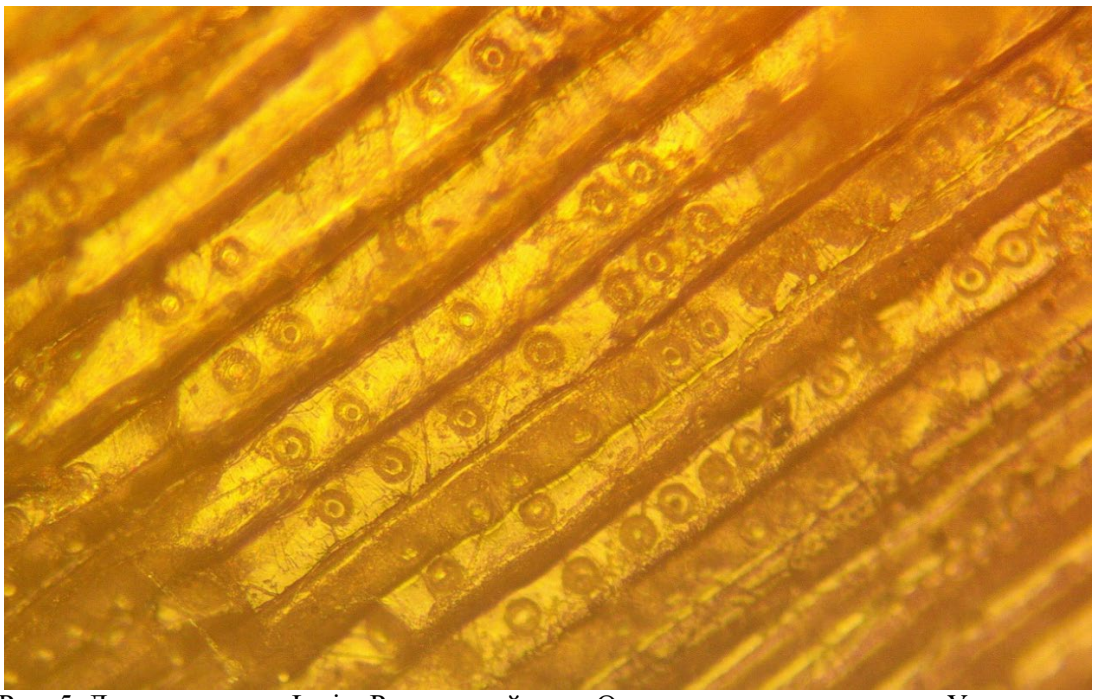


Рис. 5. Древесина рода Larix. Радиальный срез. Однорядные поры трахеид. Увеличение микроскопом 200х (снимок Куприянова Д.А.).

Оценка содержания метана в подземных льдах помогает сделать выводы о характере промерзания. Концентрация метана сохраняется в жилах и в порах слагающих пород из-за низкой способности к миграции газов в анаэробных условиях. Содержание органики в отложениях напрямую влияет на концентрацию CH_4 и его гомологов – в торфяниках потенциал для образования метана увеличивается. Это является наиболее вероятным объяснением для образца, отобранного в торфе: концентрация метана составляет 1401,26 ppmv.

Содержание метана в жилах льда имеет большую вариативность – это видно на представленном графике (рис. 6). Концентрация метана в полигонально-жильном льду колеблется от 20,89 до 247,26 ppmv. Отмечается скудное содержание метана в жилах голоценового времени, характеризующегося более суровым климатом – что может объяснять меньшее содержание газа в верхних слоях ледяных клиньев, вероятно образовавшихся после голоценового оптимума [Задорожная, 2023].

Термокарстово-пещерный лёд имеет более молодой возраст, в сравнении с основным ледяным телом ПЖЛ. В таком льду большое количество органических и грунтовых включений. Структура воздушных прослоек практически отсутвует, то есть воздушное пространство для сохранения концентрации метана меньше.

Строение залежи позволяет предположить, что полигонально-жильный лёд в районе рассматриваемого полигонального торфяника находится на стадии стабилизации. Опираясь на схему последовательного развития ПЖЛ [*Kanevsky et al., 2021*] - её цикличной деградации и роста - можно сделать предположение, что жила, образовавшаяся в эпоху раннего голоцена, дошла до стадии прогрессирующей деградации.

При морозобойном растрескивании поверхности в эпоху голоценового оптимума образовались ложбины, заполнившиеся водой. Трещины дошли до самой жилы и в дальнейшем образовался термокарстово-пещерный лёд, в зоне контакта с ледяными клиньями, они же ПЖЛ. В дальнейшем при попадании торфа и органогенных, почвенных осадков, между слоями образовывается слой термокарстово-пещерного льда чёрного цвета, который можно видеть на представленной ранее фотографии на периферии белой ПЖЛ (см. рис. 3А). На стадии продвинутой стабилизации образовываются новые ледяные клинья, а трещины заполняются торфом и илом. Таким образом, его вытаивание в настоящий момент скорее является исключением для торфяника, объясняемым близостью

разреза к отепляющим водам прилежащего термокарстового озера и нахождении в открытом растущем овраге. Поэтому сейчас жила находится на стадии стабилизации.

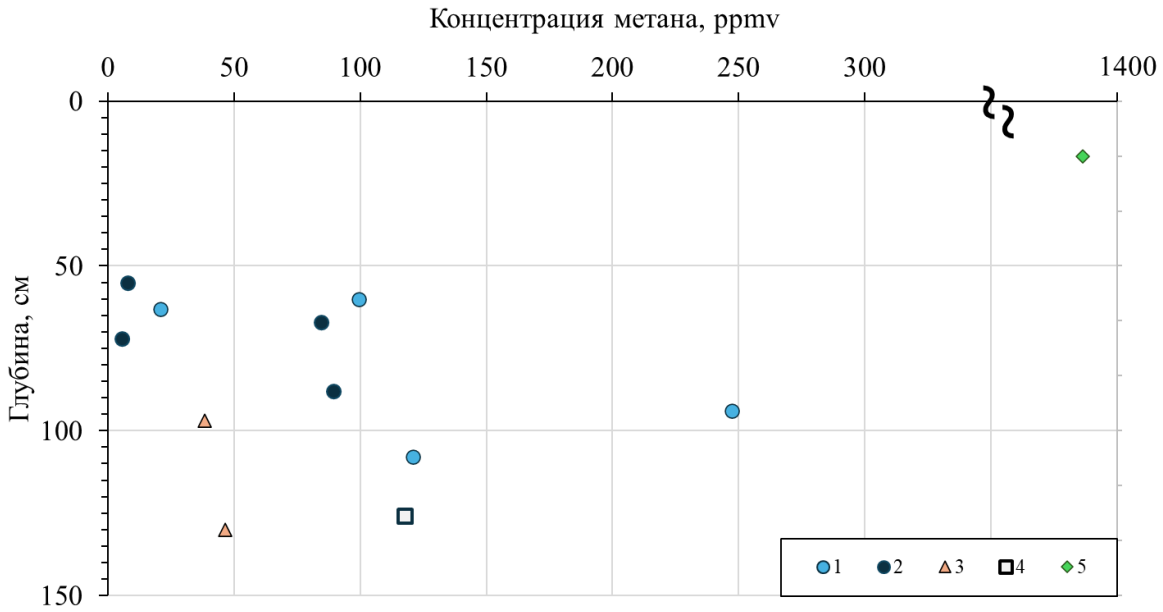


Рис. 6. Содержание метана в обнажении полигонально-жильного льда; образцы, отобранные: в 1 – полигонально-жильном льду, 2 – термокарстово-пещерном льду, 3 – высокольдистом суглинке, 4 – осыпных и оплывных отложениях, 5 – торфе.

Заключение. По результатам выполненных исследований можно сделать следующие выводы:

1) В районе города Лабытнанги в настоящее время в благоприятных геоморфологических условиях может продолжаться рост полигонально-жильных льдов, несмотря на общее изменение климатических условий и увеличение температуры зимнего периода.

2) Рассмотренные ПЖЛ являются сингенетическими по отношению к торфу и эпигенетическими по отношению к подстилающим суглинкам.

3) Криолитологическое строение ПЖЛ свидетельствует об их сложном развитии и нескольких стадиях деградации, последняя из которых произошла относительно недавно, в 21 веке.

4) Наибольшее содержание метана фиксируется в торфе (около 1500 ppmv). В ПЖЛ содержание метана варьирует от 250 до 20 ppmv и зависит от количества торфяных включений. Нижележащие суглинки обеднены метаном (менее 50 ppmv), что может быть связано с их субаэральным происхождением, либо с их протаиванием и эмиссией метана.

Отложения рассмотренного разреза были отобраны на последующее определение изотопного состава, результаты которого позволят подкрепить анализ газовой компоненты и сделать выводы о достоверном механизме и подтвердить время образования полигонально-жильного льда – верхняя часть ледяных клиньев в эпоху раннего голоцена, дальнейшее протаивание во время голоценового оптимума и образование верхней части после 6 тыс. лет.

Исследование проведено в рамках ГЗ «Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии» № 121051100164 и при поддержке РНФ (грант№ 23-27-00123). Авторы благодарят А.В. Дунаева и З.М. Рогову за помощь в опробации и обработке материалов.

ЛИТЕРАТУРА

Баду Ю.Б. Криолитогенез. Признаки и призраки криолитосферы. М: Изд-во Моск. Ун-та, 2021. 367 с.

Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во Моск. Ун-та., 2006. 404 с.

Васильчук Ю.К. Парагенетические ансамбли повторно-жильных льдов со льдами различного генезиса // Арктика и Антарктика. 2018. № 2. С. 71-112. doi: 10.7256/2453-8922.2018.2.26673

Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. М.: «Наука»., 1975. 215 с.

Облогов Г.Е. Эволюция криолитозоны побережья и шельфа Карского моря в позднем неоплейстоцене-голоцене. Дисс. Канд. геол.-мин. наук. Тюмень: Ин-т криосферы Земли СО РАН, 2016. 197 с.

Облогов Г.Е., Задорожная Н.А., Васильев А.А., Стрелецкая И.Д., Семёнов П.Б. Метан в подземных льдах и мерзлых четвертичных отложениях севера Западной Сибири, Тюмень // Криосфера Земли. 2025. Т. 29. №. 3. с. 31-44. doi: 10.15372/KZ20250304

Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур, Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1977. 212 с.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Семенов П.Б., Ваништейн Б.Г., Ривкина Е.М. Метан в подземных льдах и мёрзлых отложениях на побережье и шельфе Карского моря // Лёд и снег. 2018. Т. 58. №. 1. С. 65-77. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-65-77

Чебурнина М.Ю., Шмелев Д.Г., Брушков А.В., Казанцев В.С., Аргунов Р.Н. Закономерности распределения метана в верхних горизонтах многолетнемерзлых пород Центральной Якутии // Вестник Московского университета, Серия 4. Геология. 2017. №. 6. С. 105-112. doi: 10.33623/0579-9406-2017-6-105-112

Чижова Ю.Н., Кузякин Л.П., Васильчук Ю.К., Рогова З.М., Дунаев А.В. Изотопные характеристики ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) повторно-жильных льдов у южной границы распространения вблизи города Лабытнанги // Лёд и снег. 2025. №3. (в печати).

Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation // Applied Environmetal // Microbiology. 1985. Vol. 50. Is. 4. P. 940–945. doi: 10.1128/aem.50.4.940-945.1985

Kanevskiy M., Shur Yu., JorgensonaT., Brown D.R.N, Moskalenko N., Browne J., Walker D.A., Raynolds M.K., Buchhorn M. Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska // Geomorphology. 2017. Vol. 297. P. 20-42. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.09.001

Ko N., Park H., Kim J., Fedorov N., Iwahana G., Fedorov A. et al. Mechanism of Ice Wedge Formation and Mixed Origin of Trapped Greenhouse Gases in Zyryanka Permafrost, Northeastern Siberia // Permafrost and Periglacial Processes. 2025. doi: 10.1002/ppp.70012

METHANE IN THE HOLOCENE POLYGONAL ICE WEDGES OF THE LOWER OB REGION

Martirosyan M.O.[1], Kuzyakin L.P.[1], Semenov P.B.[2], Kil A.O.[2]

[1]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[2]VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia

In 2024 and 2025, exposures of ice wedges exposed in the sediments of the peat on the II Karginsky terrace were investigated in the area of the city of Labytnangi. Field cryolithological descriptions of the deposits were carried out and samples were selected for laboratory studies. The methane content in ice wedges and host sediments is analyzed. It is noted that despite the position near the southern boundary of the distribution of ice wedges , which have signs of modern growth: elementary veins are observed wedging into the body of the ice wedges. However, elementary veins do not form every year and depend on the conditions of the winter period. The methane content in the

host peats is up to 1,500 ppmv, and in the underlying high–clay loams it does not exceed 50 ppmv. In the IW itself, the methane content varies from 250 to 20 ppmv and depends on the number of peat inclusions directly in the ice: the more inclusions, the higher the methane content.

Keywords: *permafrost rocks, ground ice, Lower Ob region, methane, ice wedges*

REFERENCES:

Badu Yu.B. Cryolithogenesis. Signs and Ghosts of the Cryolithosphere. Moscow: Moscow University Press. 2021. 367 p. (in Russian).

Vasilchuk Yu.K. Polygonal ice: heterocyclicity, heterochronicity, heterogeneity. Moscow: Moscow University Press. 2006. 404 p. (in Russian).

Vasilchuk Yu.K. Paragenetic ensembles of polygonal ice with ice of various genesis // Arctic and Antarctic. 2018. № 2. P. 71-112. doi: 10.7256/2453-8922.2018.2.26673

Vtyurin B.I. Underground ice of the USSR, Moscow: Nauka Publ., 1975, 215 p. (in Russian).

Oblogov G.E. Evolution of the permafrost zone of the coast and shelf of the Kara Sea in the late Neopleistocene-Holocene. Diss. Cand. of Geological and Mineral Sciences. Tyumen: Institute of Earth Cryosphere SB RAS, 2016. 197 p. (in Rusian).

Oblogov G.E., Zadorozhnaya N.A., Vasiliev A.A., Streletskaya I.D., Semenov P.B. Methane in underground ice and frozen quaternary sediments of the north of Western Siberia, Tyumen // Cryosphere of the Earth. 2025. Vol. 29. No. 3. P. 31-44. doi: 10.15372/KZ20250304

Romanovsky N.N. Formation of polygonal vein structures, Novosibirsk: Nauka, Siberian Branch, 1977. 212 p. (in Russian).

Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Semenov P.B., Vanstein B.G., Rivkina E.M. Methane in underground ice and frozen sediments on the coast and shelf of the Kara Sea // Ice and Snow. 2018. Vol. 58. No. 1. P. 65-77. doi: 10.15356/2076-6734-2018-1-65-77

Cheburnina M.Yu., Shmelev D.G., Brushkov A.V., Kazantsev V.S., Argunov R.N. Patterns of methane distribution in the upper horizons of permafrost rocks of Central Yakutia // Bulletin of the Moscow University, Series 4. Geology. 2017. No. 6. P. 105-112. doi: 10.33623/0579-9406-2017-6-105-112

Chizhova Yu.N., Kuzyakin L.P., Vasilchuk Yu.K., Rogova Z.M., Dunaev A.V. Isotopic characteristics (δ18O, δ2H) of polygonal ice near the southern distribution boundary near the city of Labytnangi // Ice and snow. 2025. №3. (predprint)

Alperin M.J., Reeburgh W.S. Inhibition experiments on anaerobic methane oxidation // Applied Environmetal // Microbiology. 1985. Vol. 50. Is. 4. P. 940–945. doi: 10.1128/aem.50.4.940-945.1985

Kanevskiy M., Shur Yu., JorgensonaT., Brown D.R.N, Moskalenko N., Browne J., Walker D.A., Raynolds M.K., Buchhorn M. Degradation and stabilization of ice wedges: Implications for assessing risk of thermokarst in northern Alaska // Geomorphology. 2017. Vol. 297. P. 20-42. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.09.001

Ko N., Park H., Kim J., Fedorov N., Iwahana G., Fedorov A. et al. Mechanism of Ice Wedge Formation and Mixed Origin of Trapped Greenhouse Gases in Zyryanka Permafrost, Northeastern Siberia // Permafrost and Periglacial Processes. 2025. doi: 10.1002/ppp.70012

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-356-358

ПРИМЕНЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ МНОГОЛЕТНЕМЁРЗЛЫХ ГРУНТОВ ДЛЯ РАСЧЁТА ВОДНО-ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА БОЛОТ КРИОЛИТОЗОНЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В УСЛОВИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

✉ *Морозов А.П.*[1,2]

[1]ФГБУ «Государственный гидрологический институт», Санкт-Петербург, Россия
[2]ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия
✉ *antonmorozov43@yandex.ru*

В исследовании представлен методологический переход от эмпирических моделей к физически обоснованным для оценки динамики многолетнемёрзлых болот Западной Сибири. Эмпирические подходы, разработанные в эпоху относительно стационарного климата (до 80-х гг XX века) теряют адекватность в условиях современного изменения климата. В качестве решения предложено использование адаптированной под болота динамической модели многолетней мерзлоты (CryoGrid community model). Верификация показала высокую точность модели по основным элементам водно-теплового режима (температура торфяной залежи, мощность сезонно-талого слоя, уровни надмерзлотных вод). Данный подход позволяет обеспечить достоверный анализ динамики многолетнемёрзлых болот и позволяет создать основу для построения прогнозов, необходимых для оценки экономических и экологических рисков и адаптации.

Ключевые слова: *многолетнемёрзлые болота, Западная Сибирь, CryoGrid community model, водно-тепловой режим, торфяная залежь.*

Многолетнемёрзлые болота Западной Сибири (полигональные на севере и бугристые на юге), занимающие около 30% территории региона, являются важным компонентом климатической системы. Уникальные теплофизические свойства торфяных залежей болот обуславливают специфический водно-тепловой режим, требующий отдельного изучения.

Исторически динамика болот оценивалась с помощью эмпирических регрессионных моделей, выведенных для стационарного гидрологического и климатического режима. Таким путём пошли в Государственном гидрологическом институте (ГГИ), где были обобщены данные масштабных экспедиционных наблюдений 1973-1992 гг [*Новиков и др., 2009*]. В современных нестационарных климатических условиях применение эмпирических моделей приводит к значительным ошибкам, так как установленные статистические связи нарушаются.

Альтернативой являются физически обоснованные модели, лишенные перечисленных недостатков за счёт использования инвариантных к изменяющимся внешним условиям фундаментальных уравнений физики. Специализированных моделей многолетнемёрзлых болот нет, существует три варианта создания такой модели: написание модели мёрзлых болот «с нуля», модификация модели многолетнемёрзлых грунтов под болота (торфяную залежь болот) и модификация модели болот для криолитозоны.

В этой работе был использован второй вариант с адаптацией физически обоснованной, открытой для использования модели многолетней мерзлоты CryoGrid community model [*Westermann и др., 2023*] под моделирование многолетнемёрзлых болот. В основе модели лежит уравнение теплопроводности, решаемое с применением энтальпийного подхода, процессы влагопереноса описываются уравнением Ричардса. Модель была настроена под торфяную залежь болот; кроме того, добавлен гидрологический модуль, разработанный в ГГИ [*Лавров, Анисимов, 2011*], описывающий гидрологические процессы на болотах.

Модифицированная модель была верифицирована по данным экспедиционных наблюдений ГГИ, с использованием данных гидрологических, теплобалансовых и метеорологических наблюдений. Оценка точности воспроизведения водно-теплового режима болот криолитозоны Западной Сибири была выполнена по трём ключевым элементам: температуре торфяной залежи, мощности сезонно-талого слоя (СТС) и уровню надмерзлотных вод. Стандартная ошибка расчётов по 30 наборам данных составила 1,2 °С по температуре торфяной залежи на глубине 20 см, 5,7 см по мощности СТС и 9,7 см по уровню надмерзлотных вод.

Рисунок 1 иллюстрирует пример способности такой модели достоверно описать процессы теплопереноса и влагопереноса в торфяной залежи характерных для данного региона мёрзлых болот.

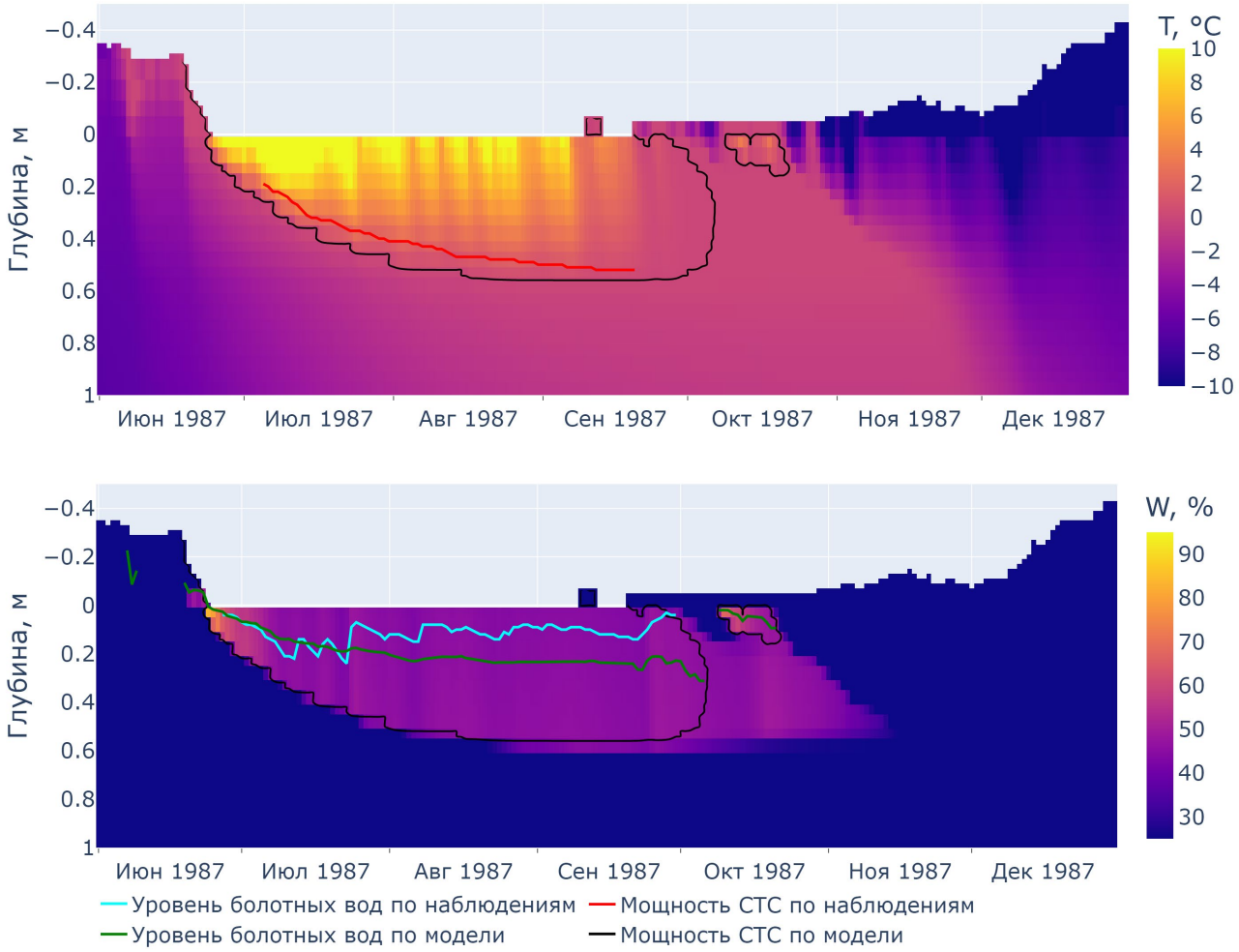


Рис. 1. Динамика температуры (Т), мощности СТС и влажности торфяной залежи (W), рассчитанная по модели и по данным наблюдений (Новопортовский болотный стационар (юг полуострова Ямал (67,79 °с.ш., 72,70° в.д.), зона полигональных болот, июнь-декабрь 1987 года).

На рисунке 1 можно отметить все этапы формирования и исчезновения сезонно-талого слоя, начиная со схода снежного покрова, проникновению тепла в глубину и заканчивая замерзанием торфяной залежи. Также этот пример иллюстрирует сезонные особенности динамики влаги в торфяной залежи и колебания уровня болотных вод, которые связанны с оттаиванием снежного покрова, выпадением осадков, испарением и инфильтрацией влаги. Следует отметить, что на настоящий момент более точно удаётся моделировать тепловой режим многолетнемёрзлых болот, по сравнению с гидрологическим режимом.

Таким образом, этой работой показана методологическая и практическая эффективность перехода к физически обоснованному моделированию в условиях

нестационарного климатического и гидрологического режима. Этот подход обеспечивает достоверный анализ динамики многолетнемёрзлых болот и позволяет создать основу для построения прогнозов, которые необходимы для оценки экономических и экологических рисков и адаптации.

ЛИТЕРАТУРА

Гидрология заболоченных территорий зоны многолетней мерзлоты Западной Сибири / под ред. С. М. Новиков. СПб: ВВМ, 2009. 536 с.

Лавров С.А., Анисимов О.А. Моделирование гидротермического режима грунтов: описание физически полной динамической модели и сравнение расчетов с наблюдениями // Проблемы экологического моделирования и мониторинга экосистем / под ред. Ю. А. Израэль. М.: Планета, 2011. С. 241–255.

Westermann S., Ingeman-Nielsen T., Scheer J. et. al. The CryoGrid community model (version 1.0) – a multi-physics toolbox for climate-driven simulations in the terrestrial cryosphere // Geoscientific Model Development. 2023. Vol. 16. Is. 9. P. 2607–2647. doi: 10.5194/gmd-16-2607-2023

APPLICATION OF THE DYNAMIC PERMAFROST MODEL FOR MODELING HYDROTHERMAL REGIME OF SWAMPS IN THE WEST SIBERIAN PERMAFROST ZONE UNDER CLIMATE CHANGE

Morozov A.P.[1,2]

[1]State Hydrological Institute, St.Petersburg, Russia
[2]Arctic and Antarctic Research Institute, St.Petersburg, Russia

The research presents a methodological transition from empirical models to physically based ones for assessing the dynamics of permafrost swamps in Western Siberia. Empirical approaches developed in the era of relatively stationary climate (before the 80s of the 20th century) are losing their relevance in the conditions of modern climate change. The dynamic permafrost model (CryoGrid community model) adapted for swamps is proposed as a solution. The verification showed high accuracy of the model in terms of the main elements of the water-thermal regime (temperature of the peat deposit, active layer thickness, suprapermafrost water levels). This approach allows for a reliable analysis of the dynamics of permafrost swamps and provides a basis for making forecasts that necessary for assessing economic and environmental risks and for adaptation.

Keywords: *permafrost swamps, Western Siberia, CryoGrid community model, water-thermal regime, peat deposit*

REFERENCES:

Hydrology of wetlands of the permafrost zone of Western Siberia/ edited by Novikov S.M. Saint-Petersburg: VVM, 2009. 536 p.

Lavrov S.A., Anisimov O.A. Modeling of hydrothermal regime of soils: description of dynamical model and comparisonof calculation results with observations / edited by Izrael Yu.A. M.: Planeta, 2011. P. 241–255.

Westermann S., Ingeman-Nielsen T., Scheer J. et. al. The CryoGrid community model (version 1.0) – a multi-physics toolbox for climate-driven simulations in the terrestrial cryosphere // Geoscientific Model Development. 2023. Vol. 16. Is. 9. P. 2607–2647. doi: 10.5194/gmd-16-2607-2023

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-359-364

ОЦЕНКА ЛАВИННОЙ ОПАСНОСТИ НА ТЕРРИТОРИИ МАГАДАНСКОЙ ОБЛАСТИ ПО ДАННЫМ АВТОМАТИЧЕСКОЙ СЕТИ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА СНЕЖНЫМ ПОКРОВОМ

✉ *Никитина П.А.[1], Дунаев А.В.[2], Землянскова А.А.[1], Нестерова Н.В.[1], Макарьева О.М.[1]*

[1]ФГБУ «Государственный гидрологический институт», Санкт-Петербург, Россия
[2]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
✉ *nikitinapolina243@gmail.com*

На территории Магаданской области ежегодно сходят лавины, нередко преграждая дороги, что приводит к остановке движения автотранспорта и экономическим издержкам. Для возможности прогноза лавинной активности необходимы сведения о характеристиках снежного покрова в горах. В виду того, что метеостанции в регионе расположены до высоты 850 м его составить практически невозможно. Авторами в 2022-2025 гг. была развернута автоматическая сеть мониторинга снежного покрова на высотах от 162 до 1232 м. Она охватывает различные ландшафты, а также многие пункты находятся на перевалах вблизи автодорог, что позволяет использовать данные сети в качестве основы для расчета характеристик лавин.

Ключевые слова: *лавинная опасность, снежный покров, мониторинг, горные перевалы, Магаданская область, прогнозирование, дальность выброса лавины*

Снежные лавины представляют собой одно из наиболее опасных природных явлений для горных регионов России, к которым относится и Магаданская область. Около 18% территории страны классифицируется как лавиноопасная [*Войтковский, 1989*]. Несмотря на отсутствие единой официальной статистики, известно, что ежегодно лавины приводят к человеческим жертвам, повреждениям инфраструктуры и значительным экономическим потерям [*Seliverstov*, *1998; McClung, Schaerer, 2006*]. В Магаданской области, где горные системы пересекают ключевые автомобильные трассы (Колымская и Тенькинская), проблема организации лавинной безопасности является особенно актуальной. Перекрытие трасс лавинами приводит к остановке движения и экономическим издержкам, так как являются единственными артериями для связи населенных пунктов [*Шубин, 1987*].

Традиционные методы прогноза лавинной опасности в регионе основаны на корреляции схода лавин с данными метеорологических станций Росгидромет. Однако низкая плотность этой сети и ее ограниченность по высоте (не выше 850 м) не позволяют адекватно оценивать условия снегонакопления в горах, где формируются лавины [*Шубин, 1987*]. Это приводит к снижению точности прогнозов.

Высота и запас воды в снежном покрове являются ключевыми параметрами для расчета характеристик лавин (объема, дальности выброса) и проектирования защитных сооружений [*СП 428.1325800.2018, 2018; Schweizer et al., 2003*]. Поэтому актуальной задачей является организация мониторинга снежного покрова непосредственно в высокогорных лавиноопасных районах.

Цель исследования – на основе данных новой автоматической сети мониторинга снежного покрова выявить пространственно-временные особенности его формирования на горных перевалах вдоль автодорог Магаданской области, провести расчет дальности выброса лавин, сравнив результаты с оценкой по данным сети Росгидромет.

Исследования проводились вдоль Колымской (Р-504) и Тенькинской (44Н-4) трасс. Рельеф территории сильно расчленен, высота перевалов превышает 1000 м. Снежный покров залегает в среднем 208 дней, устанавливается около 10 октября и сходит 12 мая в долинах, а в высокогорье – до 13 июня [*Климат Магадана, 1985*]. Такие условия

способствуют формированию многочисленных лавинных очагов [*Ушаков, 2018; Шубин, 1987*].

В 2022–2025 гг. была создана и расширена до 26 пунктов автоматическая сеть мониторинга снежного покрова (рис. 1). Пункты оборудованы на высотах от 162 до 1232 м, что позволило охватить различные высотные и ландшафтные зоны, в то время как сеть Росгидромет на этом участке включает в себя 7 станций до высоты 850 м. Каждый пункт наблюдений оснащен фотоловушкой, фиксирующей градуированную снегомерную рейку дважды в сутки. После обработки данных формируется база данных с информацией о высоте снега, температуре воздуха.

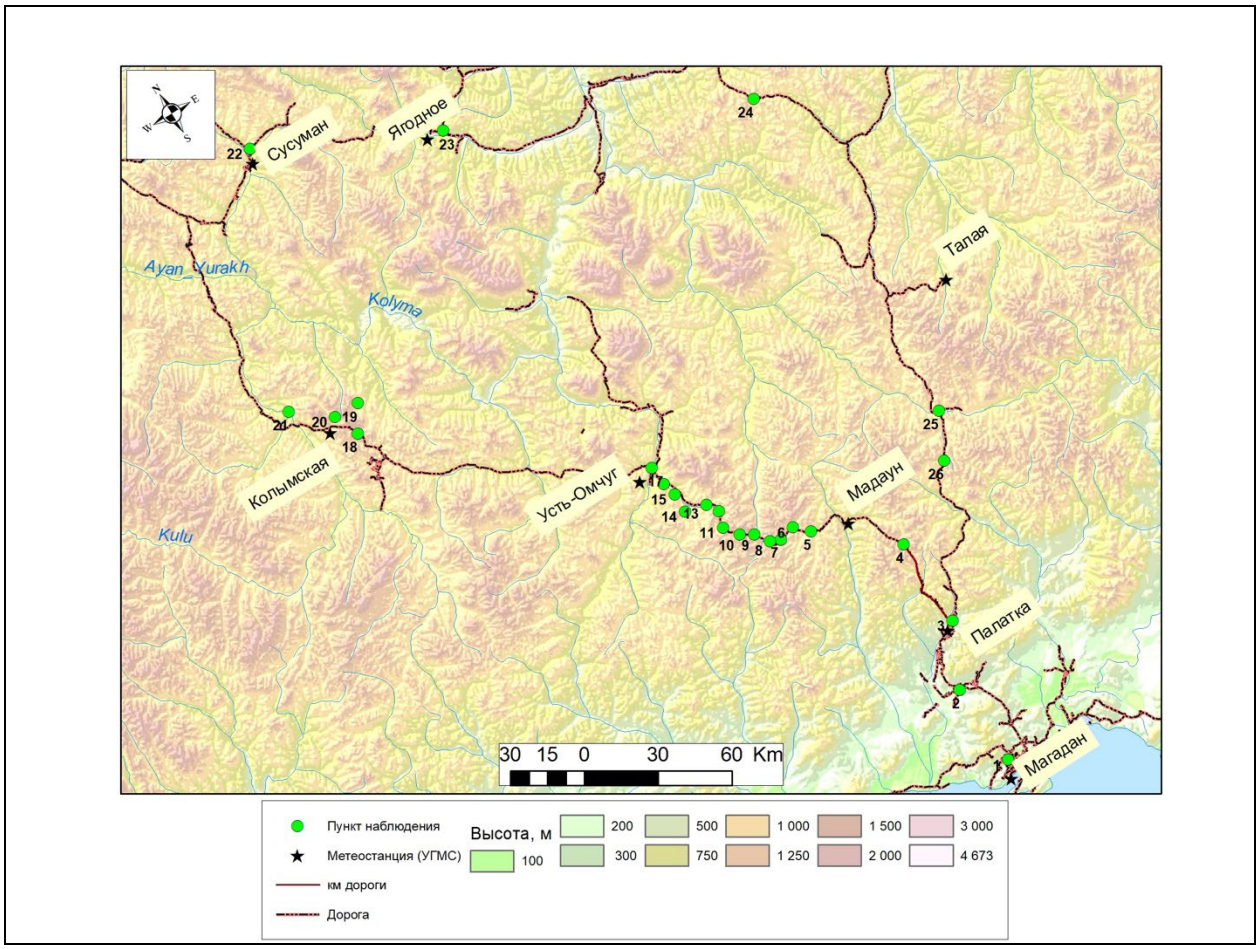


Рис. 1. Карта расположения оборудованных постов мониторинга характеристик снежного покрова.

Для анализа были отобраны пункты, расположенные на перевалах или высотах более 900 м. Рассчитывались средняя (Hav) и максимальная (Hmax) высота снега за период устойчивого залегания снежного покрова, а также даты его установления (D1) и схода (D2). Эти данные сравнивались с информацией с ближайших метеостанций Росгидромет [*Погода и Климат, 2025*] (табл. 1).

Анализ материалов показал, что на перевалах средняя и максимальная высота снега была в 1,5–3 раза выше, чем на ближайших метеостанциях. Снежный сезон в горах начинался на 15–30 дней раньше и заканчивался на 10–15 дней позже. Например, на перевале Гусакова снег сошел 24 мая, в то время как на метеостанции Мадаун – 8 мая. Это подтверждает, что условия снегонакопления в высокогорьях существенно отличаются от тех, что фиксируется сетью Росгидромета.

В районе перевала Гусакова было обследовано два лавинных очага (рис. 2), для которых был проведен расчет дальности выброса лавин графоаналитическим способом по методике СП 428 [*СП 428.1325800.2018, 2018*] с использованием: 1) данных о высоте снега с метеостанции Мадаун (523 м) и 2) фактических данных с пункта мониторинга на

перевале Гусакова (989 м). По формуле С.М. Козика [*СП 428.1325800.2018, 2018*] определена потенциальная предельная дальность выброса. Морфометрические данные очагов получены по ЦМР ArcticDEM.

Табл. 1. Сравнение характеристик снежного покрова в пунктах сети мониторинга с данными метеостанций Росгидромет.

Пункт наблюдения (высота, м)	Hmax, см	Hav, см	D1	D2
М/с Мадаун (523)	37–70	24–32	30.09–16.10	08–16.05
(4) Перевал Гусакова (989)	130	66	30.09	24.05
М/с Усть-Омчуг (575)	32–49	20–30	21.09–09.10	24.04–02.05
(9) Сопка (1027)	79–94	60–65	08–18.09	25–27.05

Hmax и Hav – максимальная и средняя высота снега, D1 и D2 – даты установления и схода снежного покрова.



Рис. 2 Лавиносборы в орографически правом борту долины р. Дондычан.

Расчет дальности выброса для лоткового лавинного очага (рис. 3) показал, что по данным метеостанции Мадаун (Hmax = 37 см) лавина должна остановиться в нижней части склона, не достигая дна долины. По фактическим данным с перевала Гусакова (Hmax = 130 см) расчетная дальность выброса увеличилась вдвое. Так, лавина должна

была перекрыть часть дна долины р. Дондычан, остановившись в 200 м от склона. Этот результат подтверждается обнаружением снежника во время полевых работ.

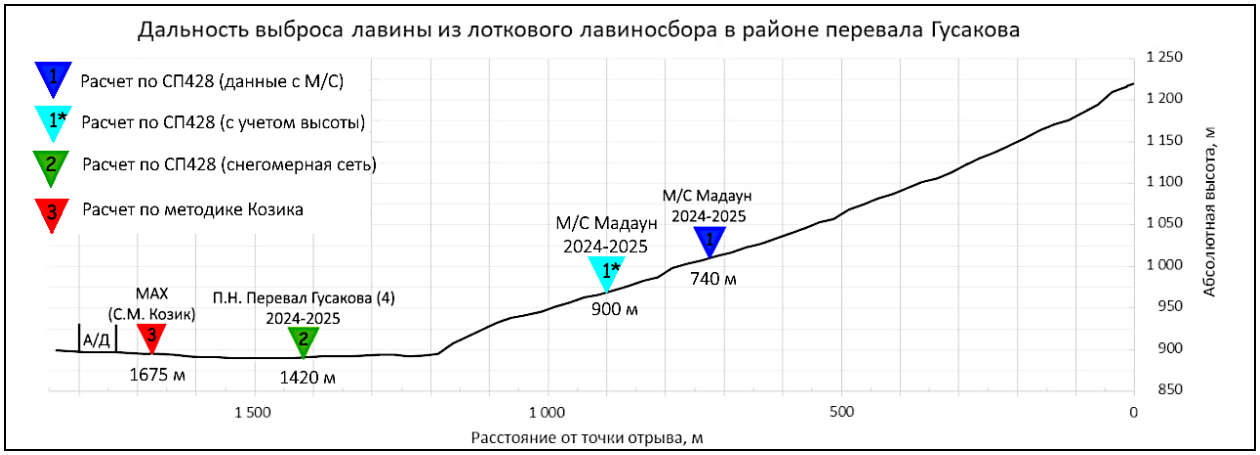


Рис. 3 Продольный профиль лоткового лавиносбора с отмеченными дальностями выброса.

Для осовного очага (рис. 4) расчет по данным метеостанции также показал заниженную дальность выброса. Предельная расчетная дальность выброса по методике Козика для этих очагов может достигать 1040–1500 м, что в многоснежные зимы создает прямую угрозу полотну автодороги.

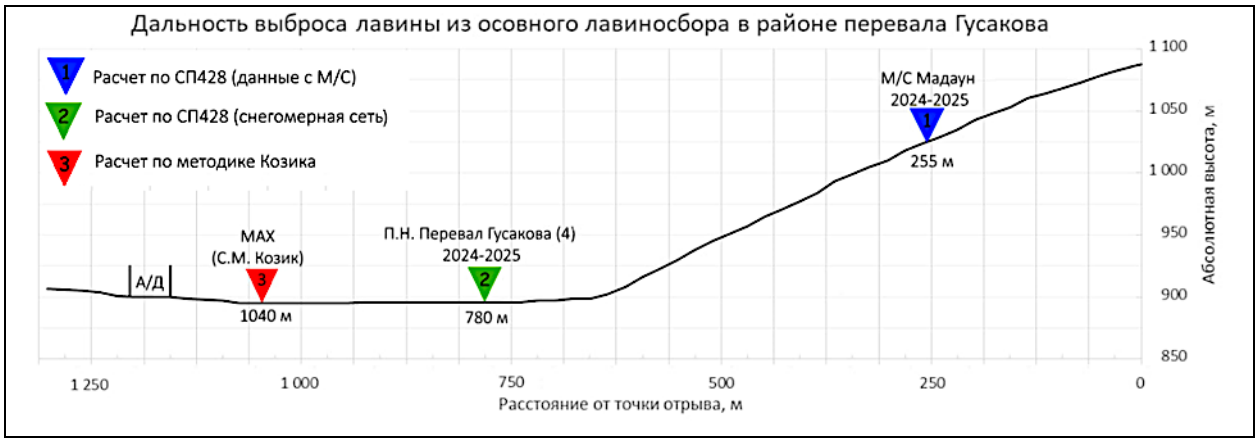


Рис. 4. Продольный профиль осовного лавиносбора с отмеченными дальностями выброса.

Попытки скорректировать данные метеостанции на высоту по справочным коэффициентам [*Атлас, 1997*] не дали удовлетворительного результата, что свидетельствует о не репрезентативности данных для горных условий.

Таким образом, результаты исследования позволили сделать следующие выводы:

1. Созданная автоматическая сеть мониторинга снежного покрова в Магаданской области предоставила первые репрезентативные данные о высоте и сроках залегания снега в высокогорьях вдоль автодорог.
2. Установлено, что характеристики снежного покрова на перевалах (высота >900 м) значительно (в 1,5–3 раза) превышают значения, регистрируемые метеостанциями Росгидромет, а снежный сезон длится на 20–25 дней дольше.
3. На примере перевала Гусакова показано, что использование данных метеостанций для расчета лавинной опасности приводит к критическому занижению (в 1,5–2 раза) дальности выброса лавин, что не соответствует реальной ситуации и повышает риски для инфраструктуры.
4. Существующая сеть Росгидромета недостаточна для эффективного прогнозирования лавинной опасности в условиях горного рельефа Магаданской области.

Автоматическая сеть мониторинга может служить основой для создания современной системы оценки лавинных рисков, планирования защитных мероприятий и обеспечения безопасности на автомобильных трассах региона. Первоочередными шагами должны стать расширение сети на наиболее опасных участках и накопление архива данных для верификации прогностических моделей формирования лавин.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Под ред. В.М. Котлякова. М.: Изд-во РАН, 1997. Т. 1. 392 с.

Войтковский К.Ф. Лавиноведение. М.: Изд-во МГУ, 1989. 280 с.

Климат Магадана. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 140 с.

Погода и климат: архив данных. URL: http://www.pogodaiklimat.ru/ (дата обращения: 15.09.2025).

СП 428.1325800.2018 Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов. Защита от снежных лавин. Правила проектирования. М., 2018. (Building Code).

Ушаков М.В. Статистический метод прогноза снеголавинной активности на юго-западе Магаданской области // Проблемы анализа риска. 2018. Т. 15. № 4. С. 60-65. doi: 10.32686/1812-5220-2018-15-4-60-65

Шубин В.С. К прогнозу лавинной опасности вдоль Тенькинской автодороги в районе снеголавинного поста Дондычан // Труды Второго Всесоюзного совещания по лавинам. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. С. 100–107.

McClung D., Schaerer P. The Avalanche Handbook. 3rd ed. Seattle: The Mountaineers Books, 2006. 342 p.

Schweizer J., Jamieson J.B., Schneebeli M. Snow avalanche formation // Reviews of Geophysics. 2003. Vol. 41. Is. 4. P. 1016. doi: 10.1029/2002RG000123

Seliverstov Yu., Glazovskaya T. Forecast of avalanche danger for the intracontinental regions of Northeast of Eurasia // NGI Publication. 1998. № 203. p. 245–248.

AVALANCHE HAZARD ASSESSMENT IN THE MAGADAN REGION ACCORDING TO THE DATA OF THE AUTOMATIC SNOW OBSERVATION NETWORK

Nikitina P.A. [1] *, Dunaev A.V.* [2]*, Zemlianskova A.A.* [1]*, Nesterova N.V.* [1]*, Makarieva O.M.* [1]

[1] State hydrological institute, St. Petersburg, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Avalanches descend annually on the territory of the Magadan region, often blocking roads, which leads to traffic jams and economic costs. To be able to predict avalanche activity, information about the characteristics of the snow cover in the mountains is required. Due to the fact that the weather stations in the region are located up to a altitude of 850 m, it is almost impossible to compile it. In 2022-2025, the authors deployed an automatic snow cover monitoring network at altitudes from 162 to 1232 m. It covers various landscapes, as well as many points located on passes near highways, which makes it possible to use network data as a basis for calculating avalanche characteristics.

Keywords: *Avalanche hazard, snow cover, monitoring, mountain passes, Magadan Region, forecasting, avalanche runout distance*

REFERENCES:

World Atlas of Snow and Ice Resources / Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Institute of Geography RAS, 1997. Vol. 1. 392 p. (in Russian).

Voytkovskiy K.F. Avalanche Science. Moscow: Moscow State University Press, 1989. 280 p. (in Russian).

Climate of the Magadan. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1985. 140 p. (in Russian).

Weather and Climate: data archive. Available at: http://www.pogodaiklimat.ru/ (accessed: 15.09.2025). (in Russian).

SP 428.1325800.2018 Inzhenernaya zashchita territoriy, zdaniy i sooruzheniy ot opasnykh geologicheskikh protsessov. Zashchita ot snezhnykh lavin. Pravila proektirovaniya [Building Code 428.1325800.2018. Engineering protection of territories, buildings and structures from hazardous geological processes. Protection against snow avalanches. Design rules]. Moscow, 2018. (in Russian).

Ushakov M.V. Statistical method of forecasting snow avalanche activity in the south-west of the Magadan region // Problemy analisa riska. 2018. Vol. 15. No. 4. P. 60-65. doi: 10.32686/1812-5220-2018-15-4-60-65

Shubin V.S. K prognozu lavinnoy opasnosti vdol' Ten'kinskoy avtodorogi v rayone snegolavinnogo posta Dondychan // Trudy Vtorogo Vsesoyuznogo soveshchaniya po lavinam. L.: Gidrometeoizdat, 1987. P. 100–107.

McClung D., Schaerer P. The Avalanche Handbook. 3rd ed. Seattle: The Mountaineers Books, 2006. 342 p.

Schweizer J., Jamieson J.B., Schneebeli M. Snow avalanche formation // Reviews of Geophysics. 2003. Vol. 41. Is. 4. P. 1016. doi: 10.1029/2002RG000123

Seliverstov Yu., Glazovskaya T. Forecast of avalanche danger for the intracontinental regions of Northeast of Eurasia // NGI Publication. 1998. № 203. p. 245–248.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-365-371

ТЕМПЫ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И МЕРЗЛОТЫ ЗАПАДНОГО СЕКТОРА РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

✉ *Облогов Г.Е., Васильев А.А., Малкова Г.В., Белова Н.Г.*

Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень, Россия
✉ *oblogov@mail.ru*

Представлены количественные оценки современных трендов изменения климатических и геокриологических условий в западном секторе Российской Арктики на основе собственных наблюдений и литературных данных. Показано ускорение темпов потепления воздуха (от 0.07 до 0.13 °С/год и выше) с одновременным увеличением количества осадков (от 1.5 до 5.4 мм/год) и смещением центра потепления в высокоширотную область. В результате климатических изменений происходит значительное потепление мерзлоты со скоростью от 0.02 до 0.09 °С/год, а также увеличивается глубина сезонного протаивания в среднем на 2-3 см/год. На основе фактических данных измерений составлена карта тенденций изменения температуры многолетнемерзлых пород для западного сектора Российской Арктики. Для района Марре-Сале (западное побережье п-ова Ямал) показана динамика изменений среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород в отдельных типах ландшафтов для трех временных интервалов – в 1980-х гг., в 2020-х гг. (настоящее время) и на прогнозный период 2040-х гг. Показана разница интенсивности темпов прогрева пород на различной глубине. Наиболее быстро прогреваются верхние горизонты пород в слое сезонного оттаивания и верхние горизонты мерзлоты. На глубине 10 м темпы прогрева в 1.5-2 раза ниже.

Ключевые слова: *Западная Арктика, многолетнемерзлые породы, тренды, изменение климата, Марре-Сале, температура ММП*

Мониторинг состояния многолетнемерзлых пород (ММП) является ключевым элементом для оценки и прогнозирования динамики криолитозоны. В настоящее время происходит хорошо фиксируемое глобальное повышение температуры приземного воздуха [*Global Climate Highlights, 2024*]. Соответственно наблюдается и реакция мерзлых толщ на климатические изменения, которая отличается во времени и в разных регионах протекает по-разному. Прогнозные оценки изменений ММП проводятся с использованием климатических моделей и данных мониторинга [*Иванов, Рожин, 2021; Nicolsky, Romanovsky, 2018 и др.*]. Обзор литературы показал, что наблюдается преобладание модельных оценок над фактическими наблюдениями за деградацией ММП и мало реальных наблюдений за изменениями в различных биоклиматических зонах и разных типах ландшафтов. Цель данного исследования состоит в анализе и визуализации фактических данных наблюдений и трендов изменений ключевых климатических параметров (температура воздуха, осадки) и температуры мерзлоты в западном секторе Российской Арктики. Полученные данные могут быть использованы для уточнения и верификации существующих прогностических моделей состояния и динамики деградации ММП.

Для области криолитозоны западного сектора Российской Арктики проанализированы ряды среднегодовых значений температуры воздуха и осадков по ряду метеостанций. Исходные срочные и суточные данные получены из открытых архивов (ВНИИГМИ-МЦД, rp5.ru). Для оценки динамики температуры воздуха и осадков были рассчитаны уравнения линейной регрессии и построены линейные тренды динамики среднегодовой температуры воздуха и осадков за три стандартных 30-летних климатологических периода (1961–1990, 1971–2000, 1991–2020 гг.). Для визуализации и анализа пространственно-временных закономерностей на основе интерполяция рассчитанных значений трендов температуры воздуха были построены оценочные карты (рис. 1).

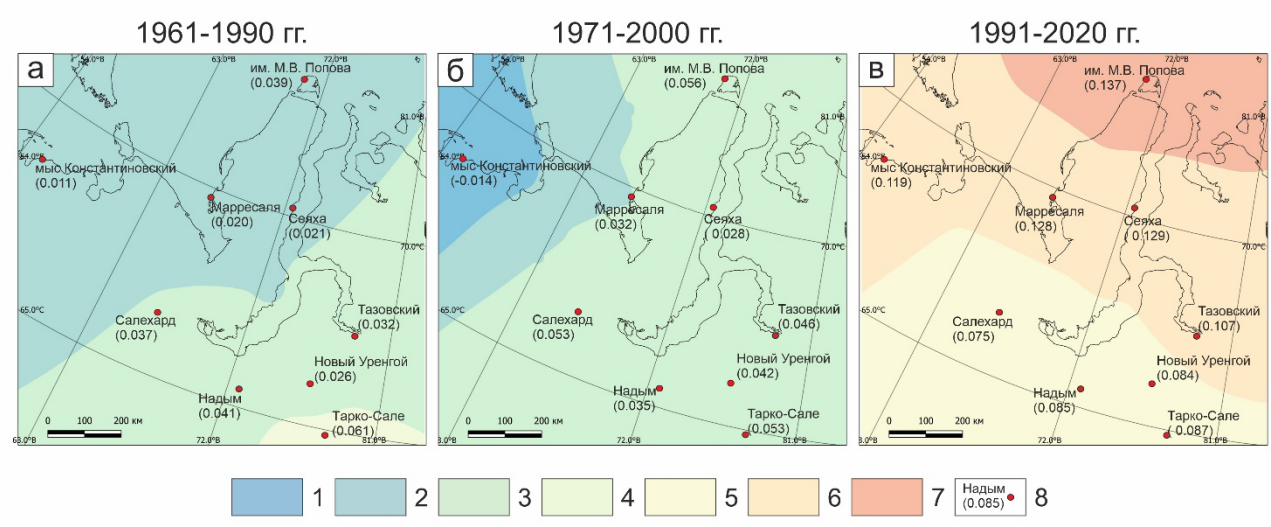


Рис. 1. Динамика изменений среднегодовой температуры воздуха западного сектора Российской Арктики за периоды: а) 1961-1990 гг., б) 1971-2000 гг. в) 1991-2020 гг. 1-7 – градации трендов повышения температуры воздуха, °С/год: 1 – <0.01, 2 – 0.01-0.03, 3 – 0.03-0.05, 4 – 0.05-0.07, 5 – 0.07-0.1, 6 – 0.1-0.13, 7 – >0.13, 8 – ключевые участки измерений климатических параметров (метеостанции) с их названиями и указанием в скобках тренда повышения среднегодовой температуры воздуха в °С/год.

Как видно, наблюдается повсеместное возрастание темпов потепления и существенное пространственное смещение. В современный период (1991–2020 гг.) темпы потепления усилились, а центр климатического потепления сместился в высокоширотную арктическую зону. Увеличение общего количества тепла отражается в росте суммы годовых градусо-дней. Анализ данных показывает, что с начала XXI века увеличение количества тепла происходит преимущественно за счет повышения отрицательной температуры воздуха, то есть в осенне-зимние и весенние периоды.

Наблюдается также увеличение общего годового количества осадков. Рассчитанные тренды за период 1991-2020 гг. составляют от 1.5 до 5.4 мм/год. По сравнению с периодами 1961-1990 и 1971-2000 гг. по всем рассмотренным метеостанциям наблюдается прирост суммы осадков в среднем на 10-12 %.

Для оценки динамики изменений температуры ММП были собраны фактические данные термометрических наблюдений в скважинах по 17 ключевым районам западного сектора Российской Арктики от биоклиматической зоны северной (арктической) тундры до северной тайги. Использованы измерения температуры пород в 45 скважинах, охватывающих основные (доминантные) типы ландшафтов. Регулярность наблюдений сильно варьировалась по участкам и периодам наблюдений. Основной массив данных был собран по участкам геокриологических стационаров ИКЗ ТюмНЦ СО РАН в Марре-Сале (Западный Ямал, типичная тундра), устье р. Печоры (стационар мыс Болванский, Кашин, южная тундра), Уренгое Северном (южная тундра), Уренгое Южном (лесотундра), Надыме (северная тайга). По литературным и архивным данным собраны несистемные, но неоднократные измерения температуры ММП на таких участках, как о. Белый (северная тундра), Харасовэй (северная тундра), Ямбург (южная тундра), Воркута (южная тундра) и другие. Детальные характеристики стационаров ИКЗ ТюмНЦ СО РАН приведены в работе [*Малкова и др., 2022; Васильев и др., 2020*]. Участки измерения температуры мерзлоты характеризуются неодинаковой обеспеченностью фактическими данными, однако, собранный массив данных позволил выявить основные тенденции реакции криолитозоны севера Западной Сибири на климатические изменения, выраженные в трендах среднегодовой температуры ММП. За среднегодовую температуру ММП принималась температура на глубине 10 м.

По рассчитанным трендам динамики среднегодовой температуры ММП в программном комплекте ГИС QGIS на основе интерполяции значений методом обратно-взвешенных расстояний построена оценочная карта пространственного изменения трендов температуры ММП западного сектора Российской Арктики (рис. 2).

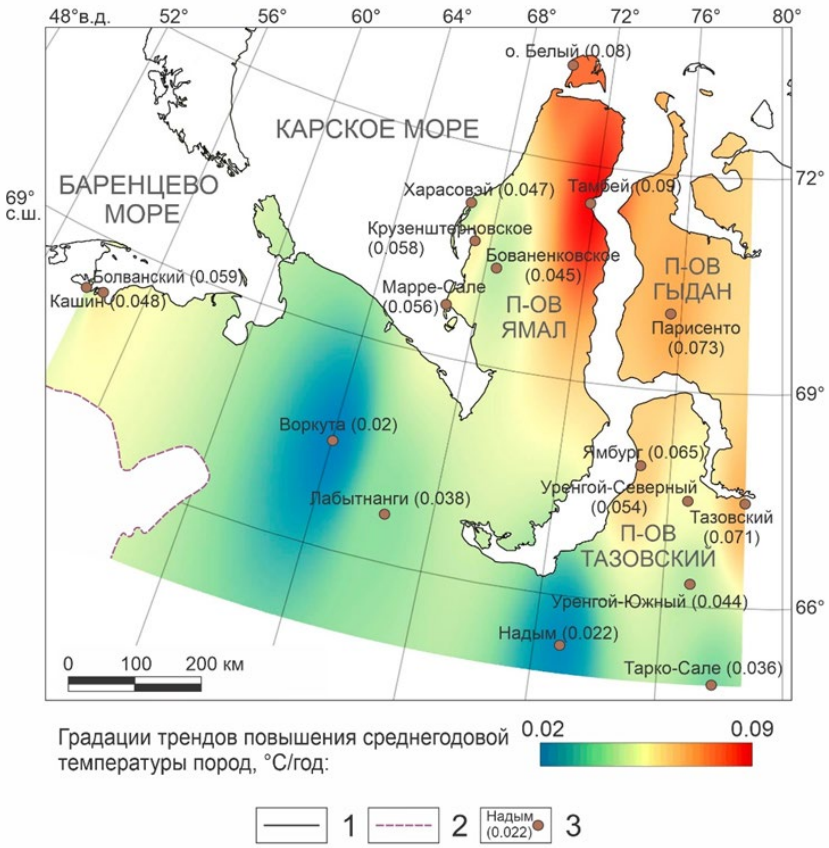


Рис. 2. Карта тенденций изменения температуры многолетнемерзлых пород криолитозоны западного сектора Российской Арктики. 1 – граница береговой линии, 2 – южная граница криолитозоны, 3 – ключевые участки измерений с их названиями и указанием в скобках тренда повышения среднегодовой температуры пород в °С/год.

На всех ключевых участках среднегодовая температура ММП растет, но с разной скоростью – от 0.02 до 0.09 °С/год. Наиболее быстрый прогрев пород (более 0.07 °С/год) характерен для высокоширотных областей – северо-восточной части п-ова Ямал, п-ова Гыдан, острова Белый. Средние темпы (от 0.04 до 0.06 °С/год) характерны для западного побережья и центральной части Ямала, побережья Баренцева моря. Относительно низкие темпы потепления мерзлоты (от 0.02 до 0.04 °С/год) отмечаются для южной области криолитозоны – зон северной и южной тундры, лесотундры, северной тайги. В районе г. Воркута (Воркутинский полигон) отмечаются наиболее низкие темпы потепления мерзлоты – около 0.02 С/год. Среднегодовая температура пород на ключевых участках стационаров в целом остается отрицательной, за исключением отдельных скважин в районах Южного Уренгоя, Воркуты, Надыма и Тарко-Сале. Наиболее интенсивное потепление наблюдается в высокоширотных тундровых областях, в то время как в южных районах (лесотундра, северная тайга) и Воркуте темпы значительно ниже. В верхних горизонтах криолитозоны на побережье Баренцева моря температура ММП повысилась до примерно −1 °С, а в ряде ландшафтов перешла в положительную область. Здесь фиксируется медленное понижение кровли (верхней границы) ММП до глубины 4-6 м [*Малкова и др., 2024*]. В пределах северной тайги наблюдается повсеместная активная деградация: кровля многолетнемерзлых пород опускается значительно глубже, достигая 4–10 м [*Malkova et al., 2022*].

Практически везде в Западной Арктике происходит оттаивание пород сверху и понижение кровли ММП. По данным мониторинга глубины сезонного протаивания по программе CALM [*Circumpolar…, 2025*], на мониторинговых площадках западного сектора криолитозоны Российской Арктики наблюдается преимущественно тренд увеличения глубин протаивания (в среднем около 2-3 см/год, максимум 6.5 см/год). Глубина протаивания сильно зависит от состава и структуры ландшафтов. Активное оттаивание наблюдается в ландшафтах, сложенных слабольдистыми породами (пески и супеси). Это, как правило, дренированные участки на вершинах холмов. Наличие торфа в верхних частях разреза существенно уменьшает глубину протаивания и замедляет рост сезонно-талого слоя. Минимальная глубина протаивания отмечается под моховым покровом, развитым на мощных торфяниках, так как торф обладает хорошими теплоизолирующими свойствами и высокой льдистостью.

На основе геосистемного подхода и данных замеров температур пород с 1978 года, разработана модель динамики температурного режима криолитозоны в районе стационара Марре-Сале – типичной области тундр п-ова Ямал. Территория стационара, преимущественно расположенная на третьей морской террасе с высотами от 15 до 30 м н.у.м., а также пойме реки Марре-Яха, поделена на ландшафты, каждый из которых имеет специфический термический режим. На рисунке 3 представлена карта изменений среднегодовой температуры ММП на глубине 10 м территории Марре-Сале для трех временных интервалов – в 1980-х гг., в 2020-х гг. (настоящее время) и на прогнозный период 2040-х гг. (при условии сохранения темпов повышения температуры).

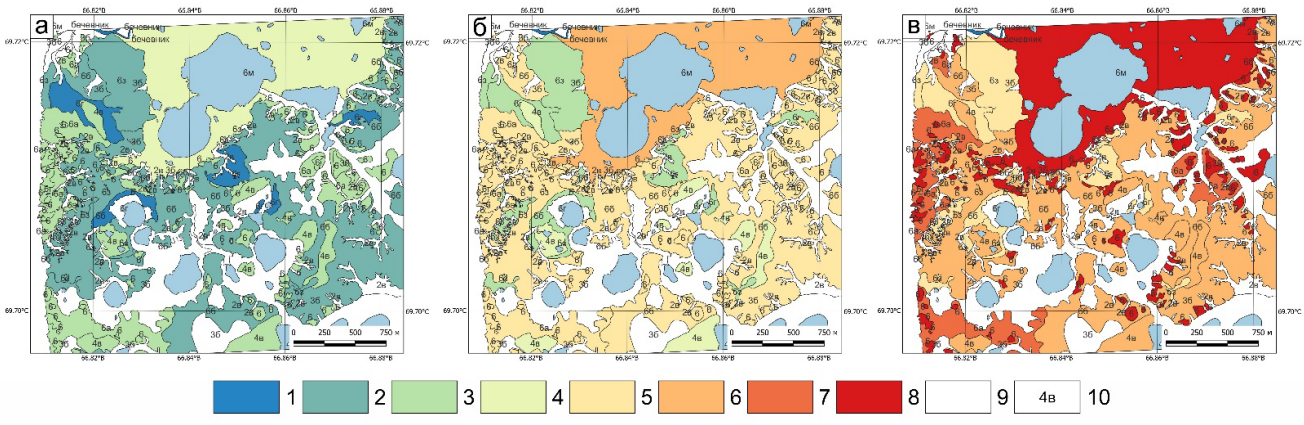


Рис. 3. Карта изменений среднегодовой температуры многолетнемерзлых пород на глубине 10 м для территории стационара Марре-Сале на периоды: а) 1980-х гг., б) 2020-х гг. (настоящее время), в) на прогнозный период 2040-х гг. 1-9 – диапазон среднегодовой температуры, °С: 1 – -8…-7, 2 – -7…-6, 3 – -6…-5, 4 – -5…-4, 5 – -4…-3, 6 – -3…-2, 7 – -2…-1, 8 – -1…0, 9 – нет данных, 10 – ландшафтный индекс по [*Мельников и др., 1983*].

Как видно из рисунка, наблюдается общее повышение температуры ММП на глубине 10 м во всех типах ландшафтов. В период 1980-х годов (начало измерений) температура ММП не превышала -5 °С на всей основной поверхности террасы. Самые низкие температуры от -8 до -6 °С были характерны для дренированные и слабодренированные полигональных тундр с моховым покровом. Дренированные равнинные тундры и области песчаных раздувов имели температуру от -6 до -5 °С, самая высокая температура пород составляла около -4.5 °С в пределах поймы реки Марре-Яха. В настоящее время (2020-2024 гг.) минимальная температура ММП повысилась до -4.5 °С. На преобладающей площади температура варьируется от -4 до -3 °С. В пойме реки температура не ниже -2 °С. При условии сохранения данных темпов повышения температуры ММП в 2040-е годы диапазон вариаций среднегодовой температуры ММП составит -3…0 °С, редко до -4 °С. На значительной площади температура ММП превысит -1 °С, что спровоцирует развитие и расширение зон несквозных таликов, главным образом

в понижениях (болотах, озерных котловинах, ложбинах стока поверхностных вод), где формируется глубокий снежный покров, а также в пойме реки.

Поскольку амплитуда флуктуаций теплового потока экспоненциально затухает с увеличением глубины и наблюдается увеличение фазового сдвига (времени задержки) тепловых потоков относительно поверхности, было выполнено сравнение тенденций изменения среднегодовой температуры пород (СТП) на разных глубинах для основных типов ландшафтов в Марре-Сале (рис. 4). Как видно из рисунка, наблюдается закономерное снижение темпов роста (тренда) СТП с увеличением глубины практически во всех исследованных скважинах. Наиболее интенсивные темпы прогрева (от 0.1 до 0.2 °С/год) зафиксированы в приповерхностных слоях, залегающих непосредственно под растительным покровом. Ниже слоя сезонного протаивания (на глубине 2 м), тренды снижаются приблизительно на 0.05 °С (от 0.02 до 0.17 °С/год), на глубине 5 м составляют от 0.03 до 0.15 °С/год, на глубине 10 м – от 0.05 до 0.11 °С/год. Также отмечается сокращение межландшафтной вариативности трендов СТП с увеличением глубины, что проявляется в уменьшении разницы между максимальным и минимальным значениями трендов.

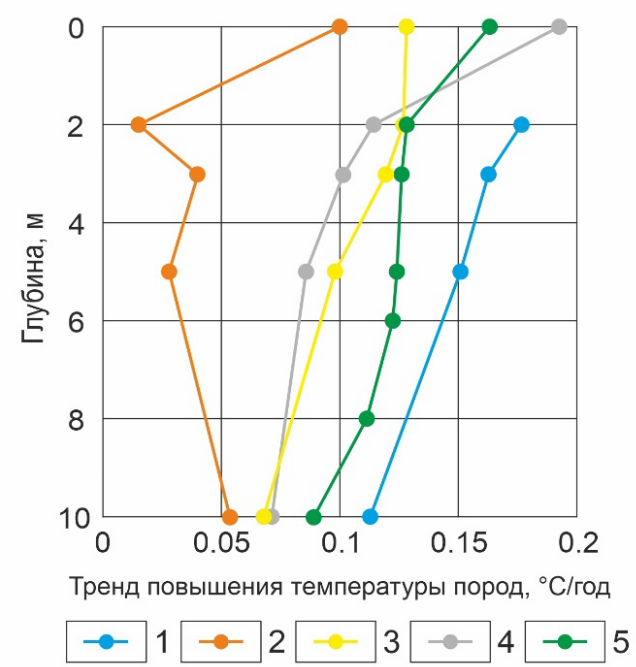


Рис. 4. Тренды изменений среднегодовой температуры пород на различных глубинах для разных типов ландшафтов в районе Марре-Сале. 1 – дренированная поверхность песчаных раздувов с фрагментами тундровой растительности, 2 – увлажненная поверхность типичной кустарничково-травяно-моховой тундры, 3 – увлажненная поверхность торфяника с кустарничково-лишайниково-моховым покровом, 4 – дренированная поверхность полигональной травяно-кустарничково-лишайниковой тундры, 5 – ровная дренированная поверхность с разряженным травяно-кустарничково-лишайниковым покровом.

Таким образом, на основе многолетних наблюдений и архивных данных получены количественные оценки изменений климатических и геокриологических условий криолитозоны Западного сектора Российской Арктики, которые указывают на ускоренное потепление и деградацию мерзлоты. Произошло как увеличение темпов потепления, так и перемещение центра климатического потепления в высокоширотную область Арктики. Повышение температуры воздуха сопровождается увеличение количества выпадающих осадков, в том числе, мощности снежного покрова, что оказывает значительное негативное влияние на стабильность мерзлых пород, способствуя их прогреву и

деградации. На составленной карте тенденций изменения температуры ММП западного сектора криолитозоны Российской Арктики показаны значительные различия в темпах потепления мерзлоты, которые варьируются от 0.02 до 0.09 °С/год. Наибольший тренд повышения температуры пород характерен для высокоширотных областей. В южной части криолитозоны региона в настоящее время уже активно происходят процессы частичной и даже полной деградации мерзлоты на основных поверхностях. Однако здесь нужно отметить, что при отрицательной, но близкой к 0 °С температуре ММП происходит уменьшение тренда повышения температуры пород за счет затрат тепла на фазовые переходы, что значительно замедляет полное оттаивания мерзлоты. В районах типичной тундры, мерзлота остается устойчивой на водораздельных поверхностях, но уже наблюдаются признаки ее деградации в понижениях рельефа. При условии сохранения темпов повышения температуры ММП даже в районе типичной тундры к середине 2040-х гг. на значительной площади можно ожидать развитие и расширение зон несквозных таликов, главным образом в понижениях, озерных котловинах, ложбинах стока. Наибольшие тренды повышения температуры наблюдаются в верхних горизонтах пород в слое сезонного оттаивания и в верхних горизонтах мерзлоты. На глубине 10 м темпы прогрева в 1.5-2 раза ниже. Для района Марре-Сале установлено, что наибольшие темпы потепления характерны для дренированных поверхностей с разреженной растительностью и песчаным составом пород, а наиболее устойчивы к прогреву заболоченные тундры с суглинистым разрезом пород, перекрытые слоем торфа мощностью около 0.2 м. В условиях потепления климата, отрицательная среднегодовая температура пород, измеренная на глубине нулевых годовых амплитуд, не гарантирует многолетнемерзлое состояние вышележащей толщи.

Работа выполнена в Институте криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № FWRZ-2021-0005).

ЛИТЕРАТУРА

Васильев А.А., Гравис А.Г., Губарьков А.А., и др. Деградация мерзлоты: результаты многолетнего геокриологического мониторинга в западном секторе Российской Арктики // Криосфера Земли. 2020. Т. XXIV. № 2. С. 15–30. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2020-2(15-30).

Иванов В.А., Рожин И.И. Моделирование деградации многолетнемерзлых пород при потеплении климата в условиях Центральной Якутии на ближайшие 300 лет // Современные наукоемкие технологии. 2021. № 10. С. 41-47.

Малкова Г.В., Коростелев Ю.В., Садуртдинов М.Р. и др. Деградация многолетнемерзлых пород на Европейском севере в условиях современного потепления климата / Всероссийская конференция с международным участием «III Юдахинские чтения»: сборник научных материалов, 25–28 июня 2024. Архангельск: КИРА, 2024. С. 248-253.

Мельников Е.С., Тагунов Л.Н., Лазарев Н.А. и др. Ландшафты криолитозоны Западно-Сибирской газоносной провинции. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. 1983. 165 с.

Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM): Long-Term Observations of the Climate-Active Layer-Permafrost System. 2025. [Электронный ресурс]. https://www2.gwu.edu/~calm/data. Дата обращения 25.07.2025.

Global Climate Highlights 2024. “The 2024 Annual Climate Summary” Copernicus European Commission. 2024. [Electronic resource]. URL: https://climate.copernicus.eu/global-climate-highlights-2024#. Data access 10.07.2025.

Malkova G.V., Drozdov D., Vasiliev A., et al. Spatial and Temporal Variability of Permafrost in the Western Part of the Russian Arctic // Energies. 2022. Vol. 15. 2311. doi: 10.3390/en15072311.

Nicolsky D.J., Romanovsky V.E. Modeling long-term permafrost degradation // J. Geophys. Res.: Earth Surface. 2018. 123. doi: 10.1029/2018JF004655.

RATES OF AIR TEMPERATURE AND PERMAFROST CHANGE IN THE WESTERN SECTOR OF THE RUSSIAN ARCTIC

Oblogov, G.E., Vasiliev, A.A., Malkova, G.V., Belova, N.G.

Earth Cryosphere Institute, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Tyumen, Russia

Quantitative assessments of current trends in climatic and geocryological conditions in the western sector of the Russian Arctic are presented, based on the authors' own observations and published data. An acceleration of air warming rates (from 0.07 to 0.13 °C/year and higher) is shown, accompanied by an increase in precipitation (from 1.5 to 5.4 mm/year) and a shift of the warming center toward higher latitudes. As a consequence of these climatic changes, permafrost is experiencing significant warming at rates ranging from 0.02 to 0.09 °C/year, and the depth of seasonal thaw is increasing on average by 2–3 cm/year. Using actual measurement data, a map of trends in permafrost temperature change has been compiled for the western sector of the Russian Arctic. For the Marre-Sale area (western coast of the Yamal Peninsula), the dynamics of changes in mean annual permafrost temperature in specific landscape types are shown for three time intervals—the 1980s, the 2020s (present), and the projected period of the 2040s. The difference in the intensity of warming rates at various depths is demonstrated. The upper horizons—within the seasonally thawed layer and the upper permafrost—warm the fastest. At a depth of 10 m, warming rates are 1.5–2 times lower.

Keywords: *Western Arctic, permafrost, trends, climate change, Marre-Sale, permafrost temperature*

REFERENCES:

Vasiliev A.A., Gravis A.G., Gubarkov A.A. and others. Permafrost degradation: results of long-term geocryological monitoring in the western sector of the Russian Arctic // Kriosfera Zemli [Earth`s Cryosphere]. 2020. Vol. XXIV. No. 2. P. 15-30. (In Russian)

Ivanov V.A., Rozhin I.I. Modeling the degradation of permafrost rocks during climate warming in Central Yakutia over the next 300 years // Sovremennye naukoemkie tekhnologii [Modern science-intensive technologies]. 2021. No. 10. P. 41-47. (In Russian)

Malkova G.V., Korostelev Yu.V., Sadurtdinov M.R. et al. Degradation of permafrost in the European North under conditions of modern climate warming / All-Russian conference with international participation "III Yudakhin Readings": collection of scientific materials, June 25-28, 2024. Arkhangelsk: KIRA, 2024. pp. 248-253. (In Russian)

Melnikov E.S., Tagunov L.N., Lazarev N.A., et al. Landshafty kriolitozony Zapadno-Sibirskoj gazonosnoj provincii [Landscapes of the permafrost zone of the West Siberian gas province]. Novosibirsk: Nauka. Siberian Branch. 1983. 165 p. (In Russian)

Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM): Long-Term Observations of the Climate-Active Layer-Permafrost System. 2025. [Electronic resource]. https://www2.gwu.edu/~calm/data. Date of access 25.07.2025.

Global Climate Highlights 2024. "The 2024 Annual Climate Summary" Copernicus European Commission. 2024. [Electronic resource]. URL: https://climate.copernicus.eu/global-climate-highlights-2024#. Data access 10.07.2025.

Malkova G.V., Drozdov D., Vasiliev A., et al. Spatial and Temporal Variability of Permafrost in the Western Part of the Russian Arctic // Energies. 2022. Vol. 15. 2311. doi: 10.3390/en15072311.

Nicolsky D.J., Romanovsky V.E. Modeling long-term permafrost degradation // J. Geophys. Res.: Earth Surface. 2018. 123. doi: 10.1029/2018JF004655

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-372-380

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КРИОГЕННОГО РЕЛЬЕФА, КАК РЕЗУЛЬТАТ ПАРАГЕНЕЗИСА ОТТАИВАНИЯ И ПРОМЕРЗАНИЯ ГРУНТОВ.

✉ *Ривкин Ф.М.[1], Булдович С.Н.[2]*

[1] Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия
[2] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
✉ *f-rivkin@narod.ru*

Рассматриваются закономерности преобразования рельефа и ландшафтов как результат парагенезиса деградационных и аградационных процессов в условиях положительного климатического тренда. Пространственная дифференцированность осадки грунтов при оттаивании приводит формированию новых ландшафтных форм. Некоторые из них становятся благоприятными для новообразования мёрзлых грунтов. Прогнозное моделирование показало, что даже незначительная высотная дифференциация исходно ровной гидроморфной поверхности (0,05-0,2 м) может привести к образованию локальных маломощных, но достаточно низкотемпературных мерзлых пород. Установлено, что комплекс парагенетических процессов оттаивания и промерзания грунтов на фоне положительного климатического тренда способствует специфическому преобразованию рельефа поверхности и образованию новых ландшафтных форм.

Ключевые слова: *многолетнемерзлые породы, заглубленная кровля многолетнемерзлых пород, осадка мерзлых пород при оттаивании, аградация, многолетнее промерзание, пучение*

Введение. Современная направленность динамики климата в Арктике и Субарктике и, в первую очередь, в близи южной границы распространения ММП провоцирует целый комплекс процессов, на первый взгляд разнонаправленных, но тем не менее парагенетических [*Ривкин, Булдович, 2024; Ривкин и др., 2025*]. Повышение температуры воздуха, обусловленное, современным климатическим трендом, способствует понижению кровли многолетнемерзлых пород. На определённом этапе это приводит к формированию участков с заглублённым положением кровли ММП (участков не сливающейся мерзлоты). Появление перманентного талого слоя между подошвой СМС и кровлей ММП провоцирует хорошо известный эффект «нулевой завесы» [*Геокриологический словарь, 2003*], который будет оказывать существенное влияние на структуру годовых теплооборотов в верхней части разреза. Формирование в верхней части разреза такого термодинамического барьера консервирует на некоторое время геокриологические условия на новом уровне, даже при условии постоянного положительного тренда температуры воздуха. Но самым важным последствием, такого изменения геокриологической обстановки в верхней части разреза, проявляющемся на поверхности является изменение микрорельефа.

Результаты и обсуждение. Осадка грунтов при оттаивании в пространственно-временном отношении весьма дифференцирована. Она существенно зависит условий теплообмена на поверхности, от состава и свойств грунтов и от продолжительности процесса оттаивания. В таблице 1 приведены результаты прогноза осадки грунтов при оттаивании для некоторых ландшафтов в пределах тестового участка на 2050 и 2099 года [*Ривкин и др. 2017*] при условии реализации климатического принятого сценария HIRHAM4 [*Christensen et. al., 2002*].

На период середины столетия (2050г) минимальные значения осадки грунтов, и естественно, минимальные изменения высотного положения поверхности, будут приурочены:

- к талым ландшафтам (табл. 1, г);
- к участкам, сложенных с поверхности торфом (табл. 1, а, б).

Осадка при оттаивании на участках не сливающейся мерзлоты и сложенных суглинками будет завесить от глубины залегания кровли ММП (табл. 1, в), но уже может достигать 1,7м.

Табл. 1 Обобщённые результаты прогноза величины осадки грунтов при оттаивании на ключевом участке.

Ландшафтные условия		Криолитологическая х-ка слоя верхней части разреза	Осадка при оттаивании	
			2050 г	2099 г
а	Плоские и бугристые торфяники	С мощностью торфа более 0,7 м и подстилаемый суглинками льдистыми (мёрзлые участки)	от 0 до 0,1м	от 0 до 0,1м
б	Плоские и бугристые торфяники	С мощностью торфа до 0,7 м и подстилаемый суглинками льдистыми (мёрзлые участки)	до 0,1м	до 2,5м
в	Кочковатая кустарничково-мохово-лишайниковая тундра, относительно дренированная	Суглинки, местами перекрытые торфом мощностью до 0,7 м, подстилаемый суглинками льдистыми (участки заглублённой кровли ММП)	0,5 до 1,7м	от 1,7 до 2,1м
г	Полосы стока с кустарником различной густоты, неравномерно и плохо дренированные заболоченные понижения, травяно-мохово-осоковые	Суглинки, местами перекрытые торфом мощностью до 0,7 м, талые (талики и локальные участки маломощных мёрзлых грунтов)	от 0 - до 0,3м	от 0 до 0,4м

На период конца столетия (2099г):

- максимальные осадки грунтов (и максимальное изменение высотного положения поверхности) будут приурочены к участкам, сложенным льдистыми суглинками (табл. 1, в), даже если они с поверхности перекрыты маломощным торфом (до 0,7м) (табл. 1, б);
- минимальные осадки (и минимальные изменения высотного положения поверхности) будут связаны с участками распространения мощных торфяников (на которых будет отмечаться только некоторое увеличение СТС) (табл. 1, а) и на изначально талых участков (табл. 1, г).

На рисунке 1 показана принципиальная схем трансформации поверхности в результате пространственно-дифференцированной осадки грунтов. Наиболее стабильно положение поверхности в пределах мощных торфяников (участки в, на рис. 1), которые препятствуют глубокому оттаивания и на изначально талых участках (участки а, на рис. 1) в силу отсутствия мёрзлых грунтов. Наибольшее изменение положения поверхности связано с участками, сложенных с поверхности льдистыми суглинками, которые будут подвержены глубокому оттаиванию (участки б, на рис. 1) [*Ривкин, Булдович, 2024*].

Таким образом, пространственная неоднородность ландшафтных и криолитологических условий создают предпосылки не только к существенному преобразованию геокриологических условий в верхней части геологического разреза, но и к высотной трансформации поверхности ландшафтов и их кардинальному преобразованию. Фактически формируется новый облик местности и новый вариант геокриологических условий в верхней части разреза. Следует отметить, что изначально талые участки (табл. 1, г; участки а, на рис. 1) окажутся в условиях благоприятных

глубокому промерзанию и, естественно, пучению [*Ривкин и др., 2025*]. То есть прямо обратному процессу. Такие явления происходят и в настоящее время на фоне положительного тренда температуры воздуха и повышения температуры ММП [*Иванова и др, 2011; Осадчая, 2016*].

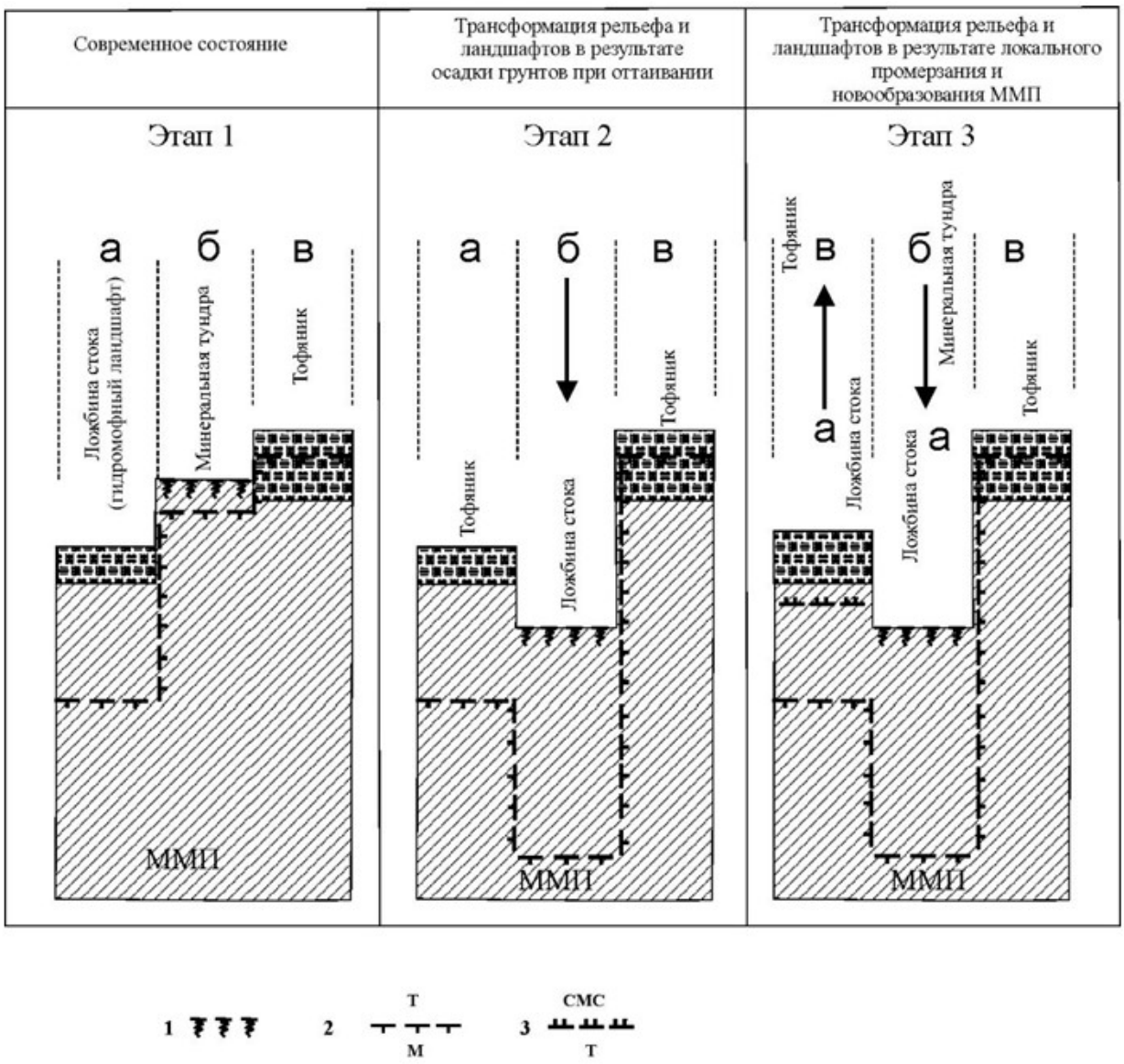


Рис. 1. Принципиальная схема трансформации рельефа при изменении ландшафтных и геокриологических условий в результате оттаивания ММП. Стрелками показано направление смещения поверхности. 1 – почвенно-растительный слой; 2 – граница раздела мёрзлых (М) и талых (Т) грунтов; 3 – глубина многолетнего промерзания (новообразование ММП) [*Ривкин, Булдович, 2024*].

Исследования трансформации геокриологических условий в верхней части разреза вблизи южной границы распространения ММП показали, что новообразование мёрзлых грунтов на фоне положительного тренда температуры воздуха, вполне закономерны и является частью механизма естественной динамики ММП [*Иванова и др, 2011; Seppälä, 2011; Sjöberg et al, 2015; Осадчая, 2016; Ривкин и др, 2017; Minna Väliranta et al, 2021; Ривкин, Булдович 2024*]. Значительные по площади несквозные талики и участки с заглублённой кровлей ММП, расположенные в широких и плоских межблочных понижениях, долинах стока, дренированных озёрных котловинах и других ландшафтах, подвержены локальному промерзанию. При этом, в зависимости от локальных условий формируются и отдельные изолированные участки новообразования ММП, и достаточно

крупные ландшафты, которые хорошо каптируются в крупных масштабах (1:5000 и крупнее) (рис. 2).



Рис. 2. Новообразование ММП в ложбине стока (а) и в обрамлении дренированной озёрной котловины (б) (южный сектор Большеземельской тундры) (Фото: Ф.М. Ривкина (а); А.А.Поповой (б)).



Рис. 3. Останцы грунтово-минеральных сезонных бугров пучения в обрамлении заболоченного гидроморфного понижения (район Кево, Финляндия. Фото Ф.М. Ривкина).

Новообразования устойчивых маломощных приповерхностных ММП существенным образом зависит от сочетания целого комплекса пространственно-временны′х факторов. Наиболее значимыми можно считать следующие:

- сочетание условий на поверхности (температура воздуха, режим снегонакопления, микрорельеф и тд), обеспечивающих быстрое промерзание грунтов на локальном участке;
- грунтовые условия и режим предзимнего увлажнения, обеспечивающие, с одной стороны, глубокое сезонное промерзание и формирование эффективного температурного импульса (температурный импульс, возбуждающий миграцию влаги в промерзающем грунте, и обеспечивает пространственно-дифференцированную миграцию влаги к зоне более интенсивного промерзания грунта [*Орлов и др., 1987*].

Такое сочетание климатических и грунтовых факторов сезонного цикла промерзания-оттаивания должны обеспечивать сохранения перелетка мёрзлых грунтов. То есть зимнее промерзание не должно компенсироваться летним оттаиванием (СМС>СТС).

На рисунке 4 приведён фрагмент результатов режимных наблюдений (в период 2012-2019гг) за температурой в почвенном профиле, показывающих, что на фоне достаточно высоких температур в начале зимнего периода в отдельные годы формируются более низкий температурный фон (2015 г) обеспечивающий достаточно быстрое промерзание. В 2015 году течении трёх суток (с 13 по 16 октябрь) на участке с маломощным снежным покровом произошло полное промерзание сезонно-талого слоя.

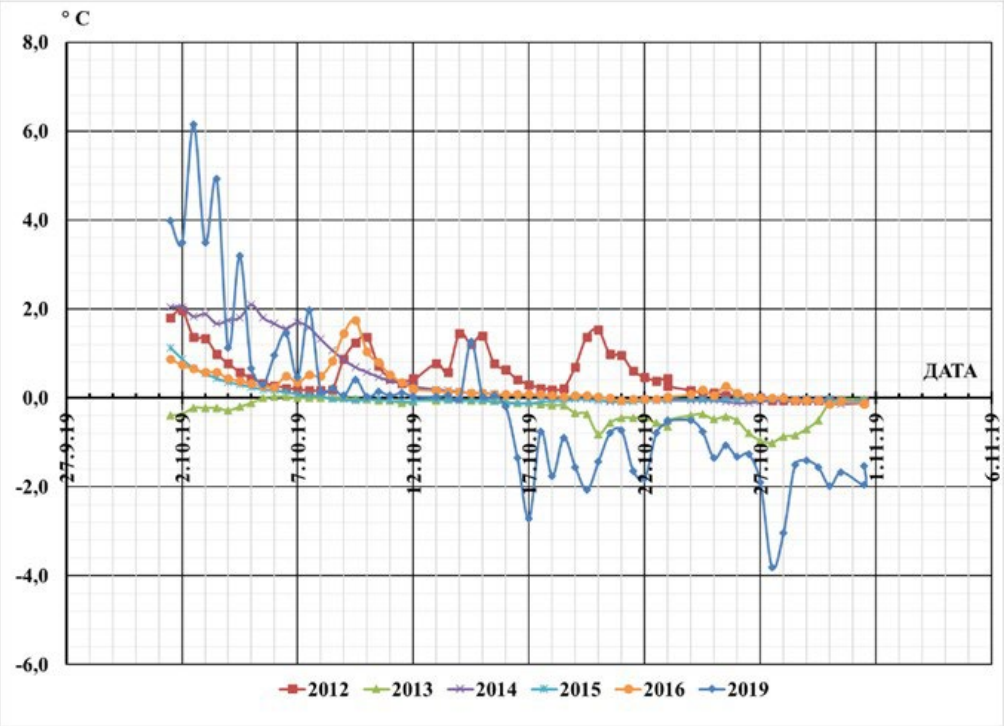


Рис. 4. Температура на поверхности грунта (под растительным слоем по двум отсечкам в сутки 12-00 и 24-00) в период осенней инверсии знака температуры воздуха.

Оптимальным криолитологическим разрезом для опережающего промерзания и созданием ареала для глубокого сезонного промерзания и новообразования ММП можно считать водонасыщенный суглинок, перекрытый слоем торфа мощностью 0,35-0,4м. Промерзание суглинка обеспечит существенное приращение пучения, а слой торфа мощностью 35-40 см обеспечит сохранение перелетка, так как практически обеспечивает локализацию СТС в пределах торфяного слоя. Для гидроморфных участков, каковыми и являются локальные понижения (ложбины стока и тп), это достаточно типичная ситуация. И в этом случае величина пучения при промерзании суглинка под слоем торфа 0,3 м уже в начале зимнего периода может составить составить 8-10 см, а с учётом миграционного льдовыделения и более [*Ривкин, Булдович, 2024*]. То есть создаются условия для формирование первичного бугра, дальнейшее развитие которого может привести к формированию устойчивого новообразования приповерхностных ММП. Именно с этим связана локализация новообразований ММП по периферии дренированных озёрных котловин (рис. 2б) и меж-блоковых гидроморфных понижений (рис. 2а), где чаще встречаются условия, оптимальные для новообразования ММП

Важным элементом является и то, что в образовавшемся в результате промерзания локального поднятия поверхности (первичного бугра) происходит существенное изменение условий теплообмена. Это обусловлено с целым рядом причин, основными из которых являются следующие:

- Во-первых, формирование локальной положительной формы рельефа в районах с развитым метелевым переносом снега должно сопровождаться снижением высоты снежного покрова на этом поднятии, что приведет к снижению его отепляющего влияния и понижению температуры пород.
- Во-вторых, дренирование верхней части торфяного слоя в пределах поднятия. Фактически речь идет о возникновении в пределах поднятия дополнительного теплоизолирующего покрова на поверхности со значительным термическим сопротивлением.

Для оценки влияния двух указанных факторов на среднегодовую температуру пород и глубины сезонного оттаивания-промерзания (СТС-СМС) решалась серия одномерных задач в спектре изменения высоты поднятия поверхности и соответствующего изменения свойств покровов. Фактически решалась задача обоснования достаточности

геокриологичских и термодинамических условий для начала процесса новообразования ММП как парагенетического с деградацией мёрзлых пород процесса.

Задачи решались с использованием методики аналитического расчета геокриологических характеристик при двухслойном строении СТС [*Булдович, 2016*]. Расчёты контролировались численным компьютерным моделированием. Одномерная схема в данном случае является существенным упрощением реальной ситуации, поскольку она не учитывает боковое тепловое взаимодействие «кочки» с окружающими породами. Однако, целью анализа была именно оценка степени воздействия разных факторов теплообмена непосредственно в пределах поднятия и их достаточности для начала новообразования ММП.

Задача решалась в 2х вариантах:

В первом варианте расчёта оценивалось только изменения мощности слоя дренирования торфа при формировании бугра. Мощность снега принималась такой же, как и на прилегающей ровной поверхности. Мощность дренированного слоя торфа была принята равной высоте поднятия (бугра) и увеличивалась по мере роста бугра при пучении.

Во втором варианте расчёта помимо учёта мощности слоя дренирования, учитывалось и изменение высоты снега над поднятиями, как это обычно происходит при ветровом перераспределении снега.

Результаты расчетов показали чрезвычайно высокую чувствительность геокриологических условий к воздействию двух рассмотренных факторов. Сильное влияние высотной дифференциации поверхности, проявилось уже с первых сантиметров относительного роста поднятия. На рисунке 5 приведены результаты расчёта температуры грунтов на подошве слоя сезонного оттаивания и промерзания, которые показывают, что в общая картина для первого и второго вариантов расчёта качественно не отличаются друг от друга. Однако, имеются существенные количественные отличия:



Рис. 5. Изменение среднегодовой температуры пород (на подошве слоев сезонного промерзания – оттаивания) в зависимости от высоты бугра. 1 – вариант учитывается только изменение мощности слоя дренированного торфа, снежный покров не изменяется; 2 – вариант изменения как мощности сухого торфа, так и снежного покрова в соответствии с высотой поднятия

- В первом варианте за счёт увеличения отепляющего влияния дренирования торфа температура грунтов на подошве слоя сезонного оттаивания и промерзания повысилась, но, тем не менее перешла через 0°С и стала отрицательной при высоте бугра около 0,075 м, а при высоте бугра 0,2 м составила уже минус 0,89°С.
- Во втором варианте, среднегодовая температура пород перешла через ноль в отрицательную область уже при высоте бугра всего 0,03 м, а при высоте поднятия 0,20м

среднегодовая температура пород опустилась до минус 2,31°С, что обеспечивает достаточно активное промерзание под бугром. При этом температура пород на окружающих бугор участках оставалась ещё положительной и равной 0,65°С.

Анализ выполненных расчётов показывает, что даже совсем незначительная высотная дифференциация исходной поверхности – порядка 0,05-0,2 м - может привести к радикальному изменению мерзлотных условий на приподнятых участках с формированием островов мерзлых пород (причем достаточно низкотемпературных), а локальное многолетнее промерзание может происходить вопреки тренду общего потепления климата.

Заключение. Парагенезис оттаивания мёрзлых грунтов и их новообразование на фоне положительного климатического тренда является закономерным явлением, широко представлен, и является важным фактором формирования современного рельефа и криогенных ландшафтов .

Локальное новообразование ММП так или иначе связано с формированием неровностей на изначально плоской поверхности. Появление первичных бугорков может быть обусловлено как дифференцированностью пучения по площади, так и неравномерной осадкой поверхности, возникающей при оттаивании сверху (деградации) многолетнемерзлых пород. Первое реализуется как результат сезонного пучения и может трансформироваться в многолетнее промерзание при благоприятном сочетании поверхностных и грунтовых условий. Второе реализуется как закономерный результат многолетней и дифференцированной по площади осадки грунтов в результате деградации ММП.

Финансирование. Работа выполнена институтом криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема: “Изучение формирования, структуры, изменчивости и прогнозирование состояния криосферы, в том числе многолетнемерзлых толщ и криогенных ландшафтов”, №(FWRZ-2021-0012)

ЛИТЕРАТУРА

Булдович С.Н. Методика приближенной оценки и прогнозирования геокриологических характеристик – среднегодовой температуры и глубины оттаивания (промерзания) пород. В кн. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М., 2016. С.87-109.

Геокриологический словарь / Г.И. Дубиков, В.И. Аксенов, М.М. Корейша, В.Э. Мурзаева, В.Л. Познанин, Ф.М. Ривкин и др. М., ГЕОС, 2003, 140 с. ISBN 5-89118-338-2.

Иванова Н.В., Кузнецова И.Л., Пармузин И.С., *Ривкин Ф.М., Сороковиков В.А.* Геокриологические условия Шведской Лапландии // Материалы Четвертой конф. геокриологов России (Москва, 7–9 июня 2011 г.). М., Изд-во Моск. ун-та. 2011. Т. 1. С. 77–82.

Осадчая Г.Г. Мерзлотно-ландшафтная дифференциация Большеземельской тундры: современное состояние и использование при освоении: Автореф. дис. д-ра геогр. наук. Москва. 2016. 50 с.

Орлов В.О., Елгин Б.Б., Железняк И.И. Морозное пучение грунтов в расчётах оснований сооружений. Новосибирск: Сиб. отд-ние, 1987. 133 с.

Ривкин Ф.М., Булдович С.Н. Закономерности новообразования мерзлых пород на фоне положительного климатического тренда // Криосфера Земли. 2024. Т. XXVIII. № 1. С. 15–22. doi: 10.15372/KZ20240102

Ривкин Ф.М., Булдович С.Н., Каверин Д.А. Парагенезис деградацион ных и аградационных процессов в мерзлых грунтах // Криосфера Земли. 2025. Т. XXIX. № 1. С. 25–36. doi: 10.15372/KZ20250103

Ривкин Ф.М., Власова Ю.В., Пармузин И.С. Закономерности изменения геокриологических условий в результате осадки мерзлых грунтов при оттаивании // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 6. С. 26–34.

Christensen J.H., Christensen O.B., Schulz J.P., Hage-mann S., Botzet M. High resolution physiographic data set for HIRHAM4: An application to a 50 km horizontal resolution domain covering Europe // Tech. Rep. 01-15, Danish Meteorol. Inst., Copenhagen, Denmark, 2001. P. 25.

Minna V., Marushchak M.E., Tuovine J.-P., Lohila A., Biasi C., Voigt C. et al. Warming climate forcing impact from a sub-arctic peatland as a result of late Holocene permafrost aggradation and initiation of bare peat surfaces // Quaternary Science Reviews. 2021. Vol. 264, 107022. doi:10.1016/j.quascirev.2021.107022

Seppälä M. Synthesis of studies of palsa formation underlining the importance of local environmental and physical character-istics // Quaternary Research. 2011. Vol. 75. Is. 2. P. 366–370. doi:10.1016/ j.yqres. 2010.09.007.

Sjöberg Y., Marklund P., Pettersson R., Lyon S.W. Geophy-sical mapping of palsa peatland permafrost // The Cryosphere. 2015. Vol. 9. P. 465–478. doi:10.5194/tc-9-465-2015

REGULARITES OF CRYOGENIC RELIEF FORMATION AS A RESULT OF PARAGENESIS OF THAWING AND FREEZING OF GROUNDS

Rivkin F.M. [1], Buldovich S.N. [2]

[1]Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Centre of Siberian Branch RAS, Tyumen, Russia
[2]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Patterns of relief and landscape transformation are examined as a result of the paragenesis of degradation and aggradation processes in soils under a positive climate trend. Spatial differentiation of soil settlement during thawing leads to the formation of new landscape forms. Some of these become favorable for the new frozen grounds formation. Predictive modeling has shown that even minor altitudinal differentiation of an initially flat hydromorphic surface (0.05-0.2 m) can lead to the formation of frozen soils. It has been established that the complex of paragenetic processes of soil thawing and freezing against a background of a positive climate trend contributes to specific transformations of the surface topography and the formation of new landscape forms.

Keywords: *permafrost, deep position of a permafrost table, frozen ground thaw subsidence, aggradation of frozen ground, perennial ground freezing, frost heaving*

REFERENCES:

Buldovich S.N. Methodology for approximate assessment and prediction of geocryological characteristics - average annual temperature and depth of thawing (freezing) of grounds. In the book Fundamentals of permafrost forecasting in engineering-geological research. M., 2016. P.87-109. (in Russian).

Geocryological glossary / Compiled G.I. Dubikov, V.I. Acsenov, M.M. Koreisha, V.E. Murzaeva. V,L.Poznanin, F.V.Rivkin. M.: GEOS. 2003. 140 p. ISBN 5-89118-338-2 (in Russian)

Ivanova N.V., Kuznetsova I.L., Parmuzin I.S., Rivkin F.M.? Sorokovikov V.A. Geocryolo-gical conditions of Swedish Lapland. In: Materials of the Fourth Conf. of Geocryologists of Russia (Moscow, June 7–9, 2011). Moscow, Izd-vo MGU, 2011. Vol. 1. P. 77–82. (in Russian).

Osadchaya G.G. Permafrost-landscape differentiation of the Bolshezemelskaya tundra: current state and use during develop-ment: Abstract for the degree of Doctor of Geographical Sci-ences. Moscow, 2016, 50 p. (in Russian).

Orlov V.O., Elgin B.B., Zheliznyak I.I. Frost heaving of grounds in calculations of building foundations. Novosibirsk: Sib. Branch. 1987. p.13. (in Russian)

Rivkin F.M., Buldovich S.N. Regularities of new formation of frozen grounds against the background of a positive climatic trend // Earth's Cryosphere. 2024. Vol. 28. № 1. P. 15-22. doi: 10.15372/KZ20240102

Rivkin F.M., Buldovich S.N., Kaverin D.A. Paragenesis of degradation and aggradation processes in frozen ground // Earth's Cryosphere. 2025. Vol. 29. № 1. P. 25–36. doi: 10.15372/KZ20250103

Rivkin F.M., Vlasova Ju.V., Parmuzin I.S. Study of changes in permafrost conditions caused by frozen ground thaw subsidence // Earth's Cryosphere. 2017. Vol. XXI. № 6, p. 21–29.

Christensen J.H., Christensen O.B., Schulz J.P., Hage-mann S., Botzet M. High resolution physiographic data set for HIRHAM4: An application to a 50 km horizontal resolution domain covering Europe // Tech. Rep. 01-15, Danish Meteorol. Inst., Copenhagen, Denmark, 2001. P. 25.

Minna V., Marushchak M.E., Tuovine J.-P., Lohila A., Biasi C., Voigt C. et al. Warming climate forcing impact from a sub-arctic peatland as a result of late Holocene permafrost aggradation and initiation of bare peat surfaces // Quaternary Science Reviews. 2021. Vol. 264, 107022. doi:10.1016/j.quascirev.2021.107022

Seppälä M. Synthesis of studies of palsa formation underlining the importance of local environmental and physical character-istics // Quaternary Research. 2011. Vol. 75. Is. 2. P. 366–370. doi:10.1016/ j.yqres. 2010.09.007.

Sjöberg Y., Marklund P., Pettersson R., Lyon S.W. Geophy-sical mapping of palsa peatland permafrost // The Cryosphere. 2015. Vol. 9. P. 465–478. doi:10.5194/tc-9-465-2015

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-381-387

КРИОГЕННОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНИХ ГОРИЗОНТОВ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД ПРИМОРСКИХ РАВНИН ВОСТОЧНОЙ ЧУКОТКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПОЛЕВЫХ РАБОТ 2025 ГОДА

✉ *Самохвалов Н.Д.* [1,2], *Маслаков А.А.*[1,2], *Лупачев А.В.*[1], *Гинзбург А.П.*[1]

[1] Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино, Россия
[2] МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
✉ *samohvalov.nd@ya.ru*

В работе представлены результаты полевых исследований параметров мерзлой части почвенно-мерзлотных комплексов приморских равнин Восточной Чукотки. Промежуточный слой многолетнемёрзлых пород подстилает сезонно-талый слой и характеризуется повышенным содержанием льда, что определяет его барьерную роль в условиях короткопериодных колебаний температуры воздуха. В пределах ключевого полигона было выполнено изучение рельефа и четвертичных отложений, выполнены буровые работы. В результате исследований были определены мощности промежуточного слоя в пределах разных геоморфологических уровней, а также его криогенное строение.

Ключевые слова: *Многолетнемерзлые породы, почвенно-мерзлотный комплекс, криогенное строение, промежуточный слой, Чукотка*

Введение. Отклик мерзлой толщи на климатические изменения заметно отличается в разных регионах криолитозоны [*Maslakov et al., 2019; Abramov et al., 2021*]. В настоящее время реакция многолетнемерзлых пород (ММП) на потепление климата в Арктике выражается в увеличении глубины сезонного протаивания, увеличении температур ММП [*Biskaborn et al., 2019*] и активации опасных криогенных процессов.

Ускоряющиеся темпы сезонного протаивания приводят к осадке дневной поверхности, и это явление широко распространено в криолитозоне [*Streletskiy et. al. 2025*]. Сумма сезонной осадки пород и мощности сезонноталого слоя (СТС) более репрезентативна для характеристики темпов деградации мерзлоты, чем просто измерения глубин протаивания. Наиболее важным фактором, определяющим величины вертикальных деформаций поверхности в результате осадки и печения, является криогенное строение верхних горизонтов ММП [*Маслаков и др., 2025*]. Они имеют специфическое криогенное строение, в котором могут выделяться переходный и промежуточный слои (ПС, ПрС) [*Шур, 1988*].

ПС и ПрС ММП имеют ключевое значение для множества процессов, протекающих в верхних горизонтах мёрзлой толщи [*Лупачёв, Губин, 2008; Романовский, 1993; Shur et al., 2005*]. Вместе с СТС они формируют своеобразную буферную систему, обеспечивающую устойчивость ММП в широком диапазоне условий. По этой причине некоторые исследователи называют его защитным слоем [*Конищев, 2009*]. ПС и ПрС характеризуются повышенным содержанием льда. Благодаря этому они сдерживают протаивание верхних горизонтов ММП и поддерживают их термическую стабильность [*Shur et al., 2005*].

Цель исследования – установить характерные черты криогенного строения ПрС и его распространения в разных мерзлотно-ландшафтных условиях полигона «Приморские равнины Восточной Чукотки». Основой исследования являются данные бурения неглубоких скважин в августе 2025 г., а также результаты полевых ландшафтных описаний.

Район исследования. Ключевой полигон исследований (рис. 1) имеет площадь 440 км^2. Он расположен на приморских равнинах восточной части Чукотского полуострова и примыкающих к ним предгорьях и склонах хребта Гэнканый (Тенианый). Равнина представляет собой пологонаклонные поверхности террас различной высоты, возраста и

генезиса. В восточной части полигона, на южном берегу залива Лаврентия располагается IV озёрно-ледниковая терраса, сложенная валунными суглинками нижнего Плейстоцена (QI 2) (Оляйонская свита) и достигающая высоты 60-80 м н.у.м. Поверхность террасы увалистая, слабонаклонная. Отложения представлены суглинком серого и сизого цвета, с включением несортированных слабоокатанных обломков диаметром до 2 метров, в морских отложениях стречаются линзы песков с включениями гальки. Валунные суглинки фрагментарно перекрыты голоценовыми торфяниками, вмещающими повторно-жильные льды [*Vasil'chuk et al., 2018*].

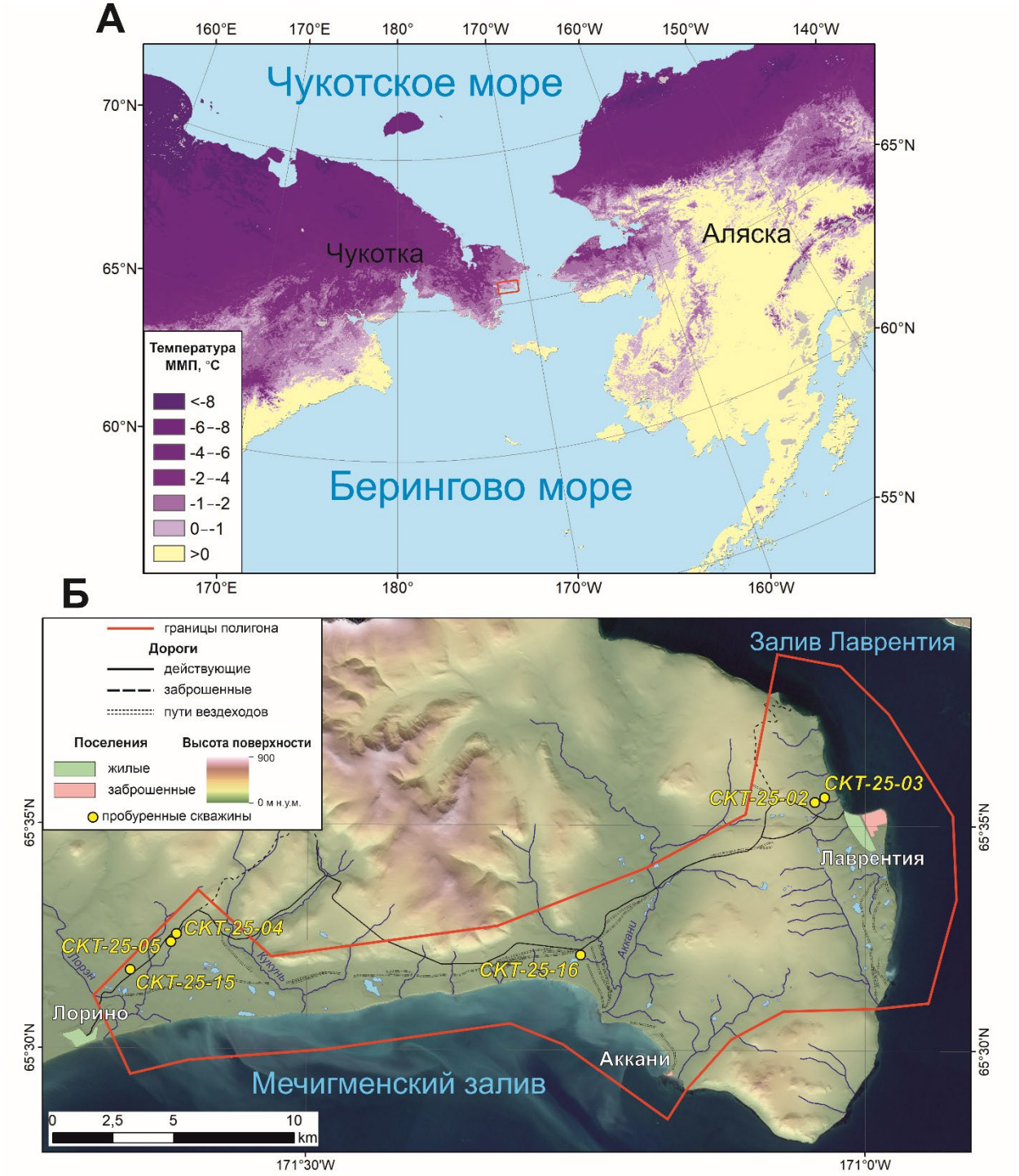


Рис. 1. Расположение района исследования (А) и пробуренных скважин на территории полигона «Приморские равнины Восточной Чукотки» (Б)

Центральная и западная части полигона представлены IV морской и ледниково-морской террасой (QII 2-4) высотой 40-80 м н.у.м., сложенной Оляйонскими суглинками серыми с включением валунов и разнозернистыми песками серыми, жёлтыми и палевыми с включением гальки (вероятно, Мечигменской свиты). Поверхность террасы ровная, имеет слабый уклон в сторону моря, на побережье осложнена оврагами и балками. III морская терраса (QIII 1) имеет абсолютные высоты 15-30 м, сложена песками с включениями гальки Мечигменской и Крестовской свит. В пределах полигона терраса встречается в восточной части, она также формирует эрозионные останцы в долине р. Лоринки. В восточной части полигон представлен долинным комплексом р. Лоринки (рис. 1). Надпойменная терраса р. Лоринки имеет высоту 10-15 м и сложена песками, супесями и суглинками голоценового возраста. Пойма реки, как и других рек в пределах полигона, узкая, сложена суглинками и супесями, русла выстланы аллювием из гальки и окатанных валунов. Для территории Восточной Чукотки характерно сочетание арктического и субарктического климата, что вызвано значительным влиянием морских воздушных масс Тихого океана. Лето пасмурное и прохладное, зима длительная, с частыми и затяжными метелями. Среднегодовое количество осадков на востоке Чукотки растёт с севера на юг от 230 (Уэлен) до 690 мм (Провидения) [*Кобышева, 2001*].

ММП в районе исследования имеют сплошное распространение, Несквозные талики (мощностью до 40 м) встречаются только в нижнем течении крупных рек и под самыми крупными термокарстовыми озёрами. Температура мёрзлых пород составляет в среднем –10°С в осевых частях горных хребтов и –2.. –4°С в долинах рек и на побережье. Мощность мерзлых толщ меняется от 500–700 м в самых высоких частях хребтов до 200–300 м на побережье. Сезонное оттаивание пород относится к длительно-устойчивому и устойчивому типу по температуре, и к умеренно-континентальному типу по амплитуде температур на поверхности [*Геокриология СССР, 1989*].

Наиболее распространённые криогенные формы рельефа – термокарстовые западины (тяготеют к IV морской и ледниково-морской террасе и ледниковой равнине), морозобойные полигоны (преимущественно на торфяниках), формы комплексной деструкции (термоцирки и термокары), термоэрозионные овраги. Термоабразионные процессы характерны для морских террас, в меньшей степени для голоценовых кос. Для водно-ледниковой равнины более характерны процессы береговой термоденудации. Пучение преимущественно сезонное [*Маслаков и др., 2018*].

Материалы и методы. Исследование четвертичных отложений в пределах полигона производилось путём анализа литературных источников [*Гасанов, 1969; Иванов, 1986*], Изученные материалы сопоставлялись с результатами маршрутных наблюдений и бурения неглубоких скважин. Бурение СТС и верхних горизонтов ММП (до 2 м) проводилось на ряде геоморфологических поверхностей (табл.1) при помощи мотобура ADA GroundDrill 15 с использованием буровых ложек и колонковых труб. Извлечённый керн описывался, проводилась визуальная оценка льдистости [по Жестковой и др., 1980], также отбирались образцы для лабораторных исследований керна.

Результаты. В результате проведенных исследований, по данным скважин, характеризующих разные геоморфологические уровни приморских равнин Восточной Чукотки, было установлено неоднородное криогенное строение верхних горизонтов ММП. Несмотря на сходные условия рамках одних геоморфологических уровней, ПрС залегает весьма неравномерно, что в целом можно объяснить палеогеографическими условиями формирования верхних горизонтов ММП в голоцене.

Так, наибольшая мощность промежуточного слоя, составляющая около 120 см, была установлена в скважине СКТ-25-02 на IV озерно-ледниковой террасе (рис.1). Сочетание валунных суглинков со слабонаклонной поверхностью, создавали благоприятные условия для формирования атакситовой криогенной текстуры, маркирующей ПрС (табл. 1). Однако, несмотря на сходный состав отложений, в скважине СКТ-25-03 ПрС не был вскрыт. Данное явление обусловлено сочетанием двух факторов: пологонаклонной

поверхностью и значительным объёмом валунного материала вблизи поверхности. Эти факторы воздействуют на поверхностный сток, который регулирует влажностный режим пород и в итоге формирует криогенное строение верхних горизонтов ММП.

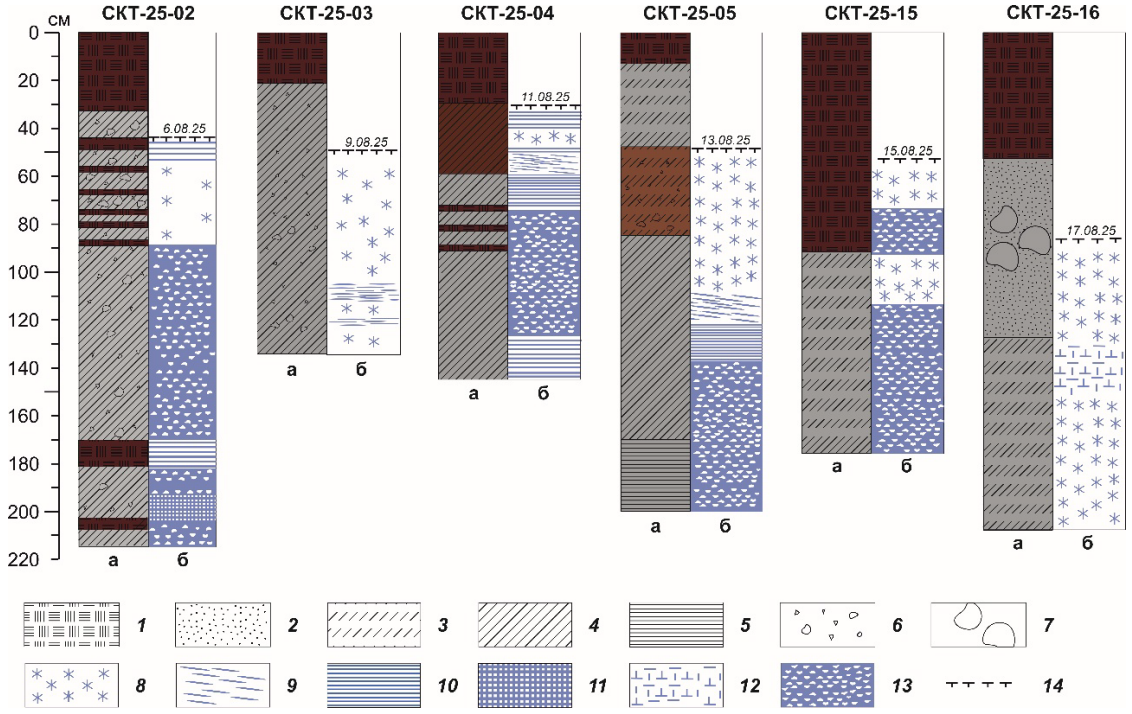


Рис. 2. Литологическое (а) и криогенное (б) строение верхних горизонтов ММП на приморских низменностях Восточной Чукотки: 1 – торф, 2 – песок, 3 – супесь, 4 –суглинок, 5 – глина, 6 – дресва, 7 – валуны, 8 – массивна криогенная текстура, 9 – линзовидная криогенная текстура, 10 – слоистая криогенная текстура, 11 – сетчатая криогенная текстура, 12 – неполносетчатая криогенная текстура, 13 – атакситовая (базальная) криогенная текстура, 14 – глубина сезонного протаивания на момент бурения.

Также характерный разрез верхних горизонтов ММП, содержащих ПрС, был описан в скважинах СКТ-25-04, СКТ-25-05 и СКТ-25-15. Супесчаный состав отложений в сочетании с мощным (40-80 см) торфяным покровом создают условия для консервации высокольдистого горизонта в современных климатических условиях. Помимо этого, в скважинах СКТ-25-02 и СКТ-25-04 характерной чертой верхних горизонтов ММП может быть обозначен ПС, характеризующийся в изученных скважинах повышенной льдистостью, непосредственно под слоем сезонного протаивания и отделенный от ПрС менее льдистым прослоем. В скважине СКТ-25-16 ПрС слабо выражен, несмотря на песчаный состав отложений, не способствующий аккумуляции влаги и формированию высокольдистых отложений, которые маркируются неполносетчатой криогенной текстурой в изученной скважине.

Выводы. Проведенные исследования позволяют судить о пространственной неоднородности криогенного строения верхних горизонтов ММП и распространении ПС и ПрС ММП. В условиях приморских равнин Восточной Чукотки прослеживается связь между геоморфологическими уровнями и составом отложений, а также условиями поверхностного стока. В настоящее время выделение и характеристика как латерального распространения ПС и ПрС, так и в разрезе, является не до конца решенной задачей ввиду небольшого набора диагностических признаков (прежде всего криолитологических) и высокой изменчивости глубин сезонного протаивания, вследствие которых ПС и ПрС могут полностью деградировать.

Табл. 1. Сравнительная характеристика основных точек исследования.

Скважина	Позиция в рельефе	Состав пород	Тип растительного покрова	Криогенное строение	Мощность ПрС
СКТ-25-02	IV озерно-ледниковая терраса	Суглинок оторфованный с валунами	Плоско-бугорковатая ивово-осоковая тундра с фрагментами зеленого мха, шикши и лишайников	Неполно-сетчатая, атакситовая	120 см
СКТ-25-03				Массивная, линзовидная	-
СКТ-25-04	III ледниково-морской террасы	Супесь с включениями дресвы	Пятнисто-медальонная тундра с зелеными мхами, морошкой, багульником, брусникой, карликовой березкой, редкой ивой	Слоистая, атакситовая	50 см
СКТ-25-05	III морская терраса	Суглинок с включениями дресвы	Осоково-ивово-моховая тундра с березкой карликовой	Линзовидня, атакситовая	50 см
СКТ-25-15	III морская терраса	Супесь оторфованная	Плоско-бугристая тундра с торфяными и торфяно-минеральными микроповышениями	Слоистая, атакситовая	75 см
СКТ-25-16	IV морская терраса	Пески и супеси	Зеленомошно-ивковая тундра с разнотравьем	Массивная, неполно сетчатая	-

Финансирование. Исследование выполнено в рамках проекта РНФ № 25-17-00010.

ЛИТЕРАТУРА

Гасанов Ш.Ш. Строение и история формирования мерзлых пород восточной Чукотки. М.: Наука, 1969. 167 с.

Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальный Восток/ Редкол.: Э.Д. Ершов (гл.редактор) и др.; Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. 515 с.

Жесткова Т.Н., Заболотская М.И., Рогов В.В. Криогенное строение мерзлых пород. - М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. 137 с.

Иванов В.Ф. Четвертичные отложения побережья Восточной Чукотки. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 140 с.

Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2009. №. 4. С. 10-20.

Лупачев А.В., Губин С.В. Участие почвообразования в формировании и организации переходного слоя многолетнемерзлых пород // Криосфера Земли. 2008. Т. 12. №. 2. С. 75-83.

Маслаков А.А., Белова Н.Г., Баранская А.В., Романенко Ф.А. Пластовые льды на восточном побережье Чукотского полуострова при потеплении климата: некоторые итоги экспедиций 2014-2018 гг. // Арктика и Антарктика. 2018. №4. С. 30-43. doi:10.7256/2453-8922.2018.4.28528

Маслаков А.А., Стрелецкий Д.А., Замолодчиков Д.Г. Многолетний мониторинг осадки почв и верхней толщи многолетнемерзлых пород на площадке научного полигона “Приморские равнины Восточной Чукотки” // Криосфера Земли. 2025. Т. XXIX. № 5. С. 3–19. doi:10.15372/KZ20250501

Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: изд-во МГУ. 1993. 336 с.

Шур Ю.Л. Верхний горизонт толщи мёрзлых пород и термокарст. Новосибирск, 1988. 213 с.

Abramov A., Davydov S., Ivashchenko A., Karelin D., Kholodov A., Kraev G., Shmelev D. Two decades of active layer thickness monitoring in northeastern Asia // Polar Geography. 2021. Vol. 44. Is. 3. P. 186-202. doi:10.1080/1088937X.2019.1648581

Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J., Matthes H., Vieira G., Streletskiy D.A., Allard M. Permafrost is warming at global scale // Nature communications. 2019. Vol. 10, 264. doi:10.1038/s41467-018-08240-4

Maslakov A., Shabanova N., Zamolodchikov D., Volobuev V., Kraev G. Permafrost Degradation within Eastern Chukotka CALM Sites in the 21st Century Based on CMIP5 Climate Models // Geosciences. 2019. Vol. 9. Is. 5. № 232. doi:10.3390/geosciences9050232

Shur Y., Hinkel K. M., Nelson F. E. The transient layer: implications for geocryology and climate-change science // Permafrost and Periglacial Processes. 2005. Vol. 16. №. 1. P. 5-17. doi:10.1002/ppp.518

Streletskiy D.A., Maslakov A.A., Grosse G., Shiklomanov N.I., Farquharson L., Zwieback S., Iwahana G., Bartsch A., Liu L., Strozzi T., Lee H., Debolskiy M.V., Thawing permafrost is subsiding in the Northern Hemisphere—review and perspectives // Environmental Research Letters. 2025. Vol. 20. Is. 1, 013006. doi:10.1088/1748-9326/ada2ff

Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Farquharson L.M., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova J.N. Isotopic evidence for Holocene January air temperature variability on the East Chukotka Peninsula // Permafrost and Periglacial Processes. 2018. Vol. 29. Is. 4. P. 283-297. doi:10.1002/ppp.1991

CRYOGENIC STRUCTURE OF UPPER PERMAFROST HORIZONS IN THE COASTAL PLAINS OF EASTERN CHUKOTKA

Samokhvalov N.D. [1,2], Maslakov A.A. [12], Lupachev A.V. [2], Ginzburg A.P. [2]

[1] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
[2] Institute of Physico-Chemical and Biological Problems in Soil Science RAS, Pushchino, Russia

This paper presents the results of a field study of the parameters of the intermediate permafrost layer in the coastal plains of Eastern Chukotka. The intermediate layer underlies the seasonally thawed layer and is characterized by a high ice content, which determines its barrier role in conditions of short-term air temperature fluctuations. Within the key testing area, the topography and Quaternary sediments were studied, and drilling operations were performed. The study determined the thickness of the intermediate layer within different geomorphic levels, as well as its cryogenic structure.

Keywords: *permafrost, soil-cryogenic complex, cryogenic structure, intermediate layer, Chukotka*

REFERENCES:

Abramov A., Davydov S., Ivashchenko A., Karelin D., Kholodov A., Kraev G., Shmelev D. Two decades of active layer thickness monitoring in northeastern Asia // Polar Geography. 2021. Vol. 44. Is. 3. P. 186-202. doi:10.1080/1088937X.2019.1648581

Biskaborn B.K., Smith S.L., Noetzli J., Matthes H., Vieira G., Streletskiy D.A., Allard M. Permafrost is warming at global scale // Nature communications. 2019. Vol. 10, 264. doi:10.1038/s41467-018-08240-4

Gasanov Sh. Structure and Formation History of Permafrost in Eastern Chukotka. Moscow: Nauka, 1969. 167 p.

Geocryology of the USSR. Eastern Siberia and the Far East / Editorial Board: E.D. Ershov (Editor-in-Chief) et al.; Ed. by E.D. Ershov. Moscow: Nedra, 1989. 515 p.

Zhestkova T.N., Zabolotskaya M.I., Rogov V.V. Cryogenic Structure of Permafrost. - Moscow: Moscow University Press, 1980. 137 p.

Ivanov V.F. Quaternary Deposits of the Eastern Chukotka Coast. Vladivostok: Far Eastern Scientific Center, USSR Academy of Sciences, 1986. 140 p.

Konishchev V.N. Permafrost Response to Climate Warming // Bulletin of Moscow University. Series 5. Geography. 2009. No. 4. P. 10-20.

Lupachev A.V., Gubin S.V. Role of Soil Formation in the Formation and Organization of the Permafrost Transient Layer // Earth's Cryosphere. 2008. Vol. 12. No. 2. pp. 75-83.

Maslakov A.A., Belova N.G., Baranskaya A.V., Romanenko F.A. Massive ice on the eastern coast of the Chukotka Peninsula during climate warming: some results of the 2014-2018 expeditions // Arctic and Antarctic. 2018. No. 4. pp. 30-43. https://doi.org/10.7256/2453-8922.2018.4.28528

Maslakov A., Shabanova N., Zamolodchikov D., Volobuev V., Kraev G. Permafrost Degradation within Eastern Chukotka CALM Sites in the 21st Century Based on CMIP5 Climate Models // Geosciences. 2019. Vol. 9. Is. 5. № 232. doi:10.3390/geosciences9050232

Maslakov A.A., Streletsky D.A., Zamolodchikov D.G. Long-term monitoring of soil subsidence and the upper layer of permafrost at the Primorsky Plains of Eastern Chukotka research site // Earth's Cryosphere, 2025, Vol. XXIX, No. 5, pp. 3-19. https://doi.org/10.15372/KZ20250501

Romanovskii N.N. Fundamentals of Cryogenesis of Lithosphere. Moscow University Press, Moscow. 1993. 336 pp. (in Russian).

Shur Y.L., Upper Horizon of the Permafrost Soils and Thermokarst. Nauka, Siberian Branch, Novosibirsk. 1988. 213 p. (in Russian).

Shur Y., Hinkel K. M., Nelson F. E. The transient layer: implications for geocryology and climate-change science // Permafrost and Periglacial Processes. 2005. Vol. 16. №. 1. P. 5-17. doi:10.1002/ppp.518

Streletskiy D.A., Maslakov A.A., Grosse G., Shiklomanov N.I., Farquharson L., Zwieback S., Iwahana G., Bartsch A., Liu L., Strozzi T., Lee H., Debolskiy M.V., Thawing permafrost is subsiding in the Northern Hemisphere—review and perspectives // Environmental Research Letters. 2025. Vol. 20. Is. 1, 013006. doi:10.1088/1748-9326/ada2ff

Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Farquharson L.M., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova J.N. Isotopic evidence for Holocene January air temperature variability on the East Chukotka Peninsula // Permafrost and Periglacial Processes. 2018. Vol. 29. Is. 4. P. 283-297. doi:10.1002/ppp.1991

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-388-395

ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АКТИВНОГО СЛОЯ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО ПРИОБЬЯ

✉ *Торгунакова Е.А.[1], Кузякин Л.П.[1], Макшаев Р.Р.[1], Кречетов П.П.[1], Юров Ф.Д.[1], Маслаков А.А.[1]*

[1]МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
✉ *ekaterinator09@gmail.com*

В работе представлена литолого-геохимическая характеристика активного слоя многолетнемерзлых отложений Нижнего Приобья. Для изученного активного слоя характерно преобладание суглинистых отложений, в которых доминируют фракции крупной и мелкой пыли. Процессы криогенного выветривания, вероятно, являлись, определяющими в дифференциации преобладающего типа пылеватой фракций. Применение геохимических коэффициентов - Rb/Sr и Fe/Mn показало их применимость для оценки процессов выветривания и окислительно-восстановительных условий в слое оттаивания и переходного слоя в мерзлых породах изученного участка.

Ключевые слова: *вечная мерзлота, активный слой, геохимия, литология, рентгено-флуоресцентный анализ, изменение климата, Нижнее Приобье*

Введение. Многолетнемерзлые отложения являются важным природным архивом, в котором сосредоточена уникальная запись палеоклиматических изменений позднеоплейстоцен-голоценового времени. Современное потепление в высоких широтах происходит в 2 раза быстрее, чем в целом по миру [*Rossi et al, 2022*]. Первым на климатические изменения реагирует подстилаемый многолетнемерзлыми породами активный слой, который подвергается ежегодному протаиванию и промерзанию [*Втюрина, 1974*]. Кровля многолетней мерзлоты из-за ограниченной подвижности воды является геохимическим барьером, и большая часть геохимических процессов происходит в активном слое [*Алексеев, 2009*]. При интенсивном оттаивании происходит избыточное накопление воды и формирование верховодки, что может привести к заболачиванию, повышенному стоку и, как следствие, перераспределению геохимических элементов [*Iwahana el al, 2014*]. Рост температуры воздуха и пород активизирует опасные криогенные процессы: развиваются термокрастовые явления, ускоряется солифлюкция, активизируется эрозия, а также происходит увеличение выделения метана и углекислого газа в атмосферу [*Гребенец и др., 2023*]. Таким образом, в активном слое происходят криогенные, педогенные, геохимические и литологические преобразования пород. Исследование литолого-геохимической составляющей активного слоя является важной частью в понимании процессов состояния многолетних мерзлых отложений в условиях современных климатических изменений. Цель исследования дать литолого-геохимическую характеристику активного слоя многолетнемерзлых отложений Нижнего Приобья и на основании геохимических коэффициентов выполнить оценку интенсивности физического выветривания и окислительно-восстановительных условий их формирования.

Район исследования. Исследование проводилось в пределах Обь-Полуйского междуречья расположенного в 95 км к юго-востоку от г. Салехард (рис. 1). Территория характеризуется равнинным рельефом с максимальными отметками 135 м над уровнем моря. Объектом исследования являлись отложения в пределах III террасы р. Оби. Криогенные условия характеризуются массивно-островным распространением многолетнемерзлых пород мощностью до 300 м и температурой -1 – -3 °С. Основным рельефообразующими процессами являются термокраст и криогенное пучение. По климатическим характеристикам район относится к атлантико-арктической области умеренного климатического пояса. Среднегодовая температура составляет -6°С, со

средней температурой января -20 – -25°С, июля – +15°С. Годовое количество осадков превышает 400 мм. Почвенный покров представлен преимущественно тундровыми элювиально-глеевыми почвами, в долине р. Полуй развиты аллювиальные дерновые и луговые кислые и слабокислые почвы [Атлас …, 2004]. Растительный покров территории представлен лиственничными лишайниковыми редколесьями с участками кустарниковых тундр. В кустарниковом ярусе преобладают ива красивая (*Salix pulchra*) и карликовая береза (*Betula nana*).

Материалы и методы. Полевые исследования проводились 15 июля 2025 г. и включали в себя проведение буровых работ, литологическое и криолитологическое описание керна и отбор образцов для проведения лабораторных исследований. Из керна скважины 25Lb-7 мощностью 185 см было отобрано 37 образцов (каждые 5 см) массой ~50 г. Кровля мерзлых отложений на дату проведения бурения располагалась на глубине 130 см.

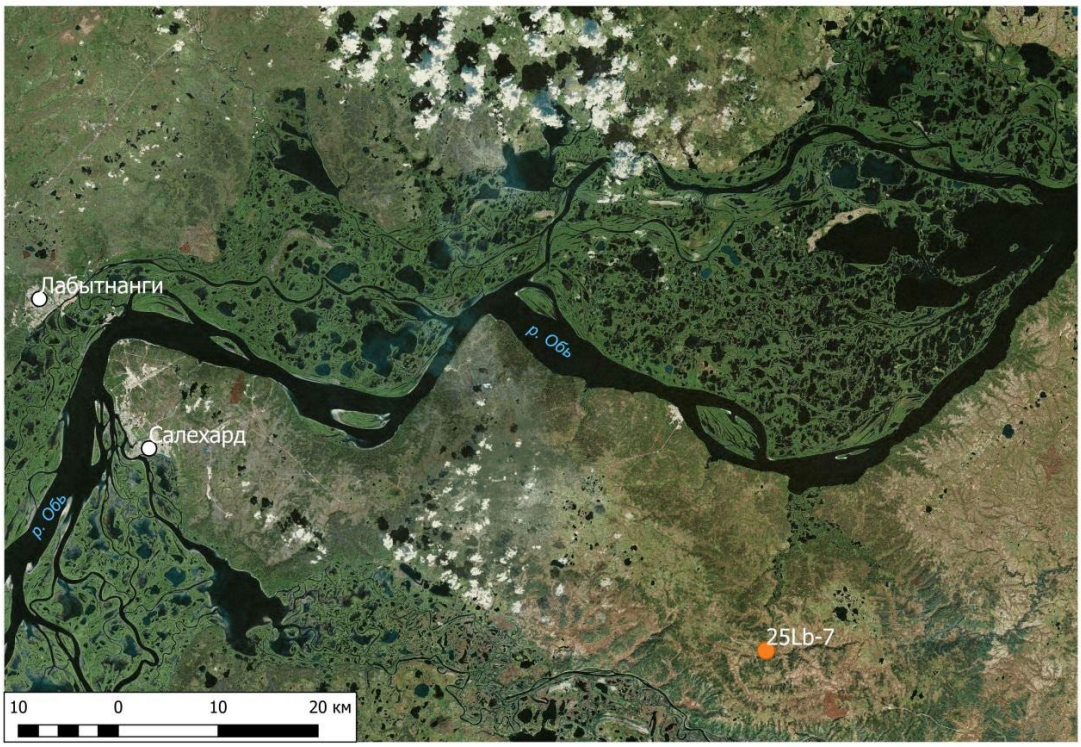


Рис. 1. Космический снимок района исследований, оранжевой точкой обозначено расположение скважины 25Lb-7.Снимок Bing Satellite.

Элементный состав пород определялся с использованием энергодисперсионного рентгенофлуоресцентного анализа (EDXRF). Перед проведением исследования, каждый образец (~15г.) высушивался в сушильном шкафу при температуре 50°С в течении 6 часов. Затем образцы измельчались в фарфоровой ступке до состояния пудры (250 мкм). Количественное определение элементов (Mg, Al, Si, Ca, Ti, Mn, Fe, Ni, P, Cu, Ni, Rb, Sr) проводилось портативным EDXRF анализатором Olympus Delta (Innov-X) в режиме “Геохимия”. Оценка процессов выветривания выполнена на основе геохимического коэффициента Rb/Sr (более высокое отношение Rb/Sr указывает на преобладание физического выветривания (Nesbitt et al., 1980). Для верификации окислительно-восстановительных условий использовали отношение Fe/Mn (Barker et al., 2023). Увеличение соотношения Fe/Mn может свидетельствовать о возникновение анаэробных условий после формирования осадка [*Boyle, 2001, Barker et al., 2023*].

Гранулометрический анализ пород проведен с помощью лазерного анализатора частиц Fritsch Analysette 22, с диапазоном измерения фракций от 0,8 до 2000 мкм. Все

образцы (10–15 г) были высушены при температуре 50°С в течение 6 часов. Перед анализом пробы диспергировали механически растирая их резиновым пестиком в фарфоровой чашке в 4%-й растворе пирофосфата натрия. Гранулометрическая характеристика пород выполнена на основе классификации Н.А. Качинского [*1965*].

Определение влажности пород выполнено гравиметрическим методом. Влажные образцы (массой ~25 г.) взвешивались и высушивались в течении 24 часов в сушильном шкафу при температуре 105°С. Высушенный образец взвешивали и рассчитывали влажность в % на абсолютно сухую почву.

Потеря при прокаливании (ППП). Содержание органического вещества и карбонатов в породах определяли методом потери массы при прокаливании (ППП) при температурных режимах (550 °С и 950 °С) по методике Heiry et al. (2001). Величины потери при прокаливании выполнялись на кафедре геохимии ландшафтов и географии почв с использованием муфельной печи Nabertherm. Для этого образцы (~5 г.), высушенные при температуре 105°С, помещались в муфельную печь при температуре 550 °С на 6 часов, по истечении этого времени образцы помещались в эксикатор, затем взвешивались и после возвращались обратно на 6 часов при температуре 950 °С. Полученные величины ППП 550°С отражают содержание органического вещества в отложениях. Разница ППП 950 °С – ППП 550 °С показывает содержание карбонатов.

Результаты. В исследованном керне на основе комплексного литологического и геохимического анализов выделено 9 слоев (рис. 2). В литологическом строении преобладают суглинки, также выделяются небольшие по мощности слои представленые супесями. До глубины 130 см слои находится в талом состоянии. Слои, залегающие в интервале 130-160 см имеют тонкошлировую (до 1мм) криотекструру. На глубинах 160-185 см представлена среднешлировая (5 мм) криотекстура.

Гранулометрический состав.

Слой 1. Оторфованный суглинок серо-коричневого цвета, талый, с включением корней современных растений. Преобладают фракции крупной (ср. 57%) и тонкой пыли (19,3%). Мощность слоя составляет 10 см.

Слой 2. Суглинок, серо-коричневый, с прослоями ожелезнения и корнями современных растений, талый. Преобладают фракции крупной (ср. 56,9%) и мелкой пыли (19,3%). На долю фракции мелкого песка приходится ср. 8,5%. Мощность слоя составляет 50 см.

Слой 3. Легкий суглинок, светло-коричневый, со следами ожелезнения, талый. По сравнению с вышележащими слоями характеризуется пониженным содержанием фракции мелкого песка (ср. 5,5%) и несколько повышенной долей крупной (ср. 57,9%) и мелкой пыли (ср. 19,9%). Мощность слоя составляет 35 см

Слой 4. Пылеватый суглинок, светло-коричневого цвета, со следами ожелезнения, талый. Преобладают фракции крупной (54,3%) и мелкой пыли (17,1%), увеличивается доля фракции среднего (7,1%) и мелкого (6,5%) песка. Мощность слоя 5 см.

Слой 5. По литологии аналогичен слою 3. Преобладает фракция крупной пыли (ср. 56,9%). Максимальная доля мелкого песка (11,9%) наблюдается в центральной части слоя, а фракции мелкой пыли (21,8%) – в верхней. Мощность слоя 30 см

Слой 6. По литологии аналогичен слою 2, но отличается мерзлым состоянием, проявляющимся в наличии тонкошлировой кротекстуры («переходный слой»). Шлиры имеют размер до 1мм, расстояние между ними 1-5 мм. Для слоя характерно преобладание фракции крупной пыли (ср. 56,3%). Для слоя характерна несколько повышенная доля фракции мелкого песка (ср. 13,6%). Мощность составляет 10 см.

Слой 7. Супесь со следами оглеения и ожелезнения, с тонкошлировой криотекстурой («переходный слой»). Шлиры размером до 1 мм, расстояние между которыми 2-10 мм). Преобладают фракции крупной (54,3%) и мелкой (17,1%) пыли. Также в данном слое представлены фракции крупного (3,9%), среднего (1,8%) и мелкого песка (ср. 15%). Мощность слоя 20 см

Слой 8. По литологии аналогичен слою 6, характеризуется среднешлировой криотекстурой (размер шлиров до 5 мм, расстояние между ними 10-15 мм) («переходный слой»). По сравнению со слоем 6 характеризуется повышенным содержанием фракции мелкого песка (ср.16,6%). Преобладает фракция крупной пыли (55%). Мощность слоя составляет 10 см.

Слой 9. Легкий суглинок, серый со следами ожелезнения, среднешлировая криотекстура, размер шлиров до 5 мм, расстояние между ними 10-15 мм («переходный слой»). Для слоя характерно пониженное содержание фракции мелкого песка (ср. 3,2%) и повышенное – илистых частиц (ср. 8,5%). Преобладает фракция крупной пыли (ср. 53,3%).

Таким образом, во всех представленных 37 образцах преобладает фракция крупной пыли (более 50%).

Влажность. Влажность в исследованной толще отложений варьирует в диапазоне от 20,32 до 47,13%, среднее значение 29,63% и представляет собой льдистый «переходный слой». Минимальные величины влажности характерны для слоя 7, сложенного супесчаными отложениями. Максимальные значения влажности характерны для верхней части профиля, представленной суглинками и оторфованными суглинками. В центральной части отложений влажность слабо дифференцирована и изменяется в пределах от 31 до 26% (рис. 2)

Содержание органического вещества и карбонатов. Оценка количества органического вещества по ППП 550°С варьирует от 1,58 до 6,18%, при среднем значении 3,13%. Прослеживается уменьшение его концентрации с глубиной, с нехарактерным возрастанием содержания органического вещества в слое 6. Минимальные значения характерны для слоя 8, сложенного суглинками (рис. 2). Определение карбонатов по разности ППП 950°С-ППП 550°С показало, что в среднем составляет их количество составило 1,03% и изменяется от 0,72 до 1,27%. Распределение карбонатов по профилю относительно равномерное с тенденцией к уменьшению с глубиной. Максимальные значения характерны для слоя 2, представленного суглинками, минимальные – для слоя 7. Прослеживается незначительное увеличение содержания карбонатов в нижней части разреза, сложенного легким суглинком (рис. 2). Выявленные различия в слоях по содержанию органического вещества и карбонатов по ППП требуют дальнейшей верификации методами прямого определения данных компонентов в породах.

Элементный состав. Распределение в профиле магния (Mg), алюминия (Al), кремния (Si) и кальция (Ca) выявило высокую корреляцию между элементами. Содержание Mg во всех образцах изменяется от 2,13 до 7,2 %, со средним значением 3,4%. Содержание Al в среднем по профилю составляет 4,9% и варьирует от 3,05 до 12,2%. Содержание Si изменяется в диапазоне от 12,14 до 63,87%, в среднем – 21,03%. Содержание Ca в среднем составляет 0,4%, максимальное значение – 2,47%, минимальное – 0,21%. Максимальные концентрации элементов Mg, Al, Si, Ca приурочены к слою 4, представленного пылеватым суглинком, и нижней части профиля (слои 8 и 9). Минимальные содержания Mg, Al и Si отмечаются в центральной части отложений, представленной легким суглинком (слой 3 для Mg, слой 5 для Al и Si), а минимум содержания Ca наблюдается в верхней части профиля в пределах слоя 2, (рис. 2).

Четко выражена корреляция между Ti и Zn, особенно в нижней части профиля. Содержание Ti варьирует в диапазоне от 0,2 до 0,6%, в среднем – 0,38%. Содержание Zn в среднем составляет 0,003%. Максимальные значения тяготеют к слою 8, представленного серо-коричневым суглинком, минимальные – к слоям 4 и 5, состоящих из пылеватого и легкого суглинков.

Видна взаимосвязь между содержанием Fe, Rb, Sr. Максимальные значения элементов тяготеет к серо-коричневым суглинкам в слое 8, минимальное – к отложениям легко-суглинистого состава в пределах слоя 5 (рис. 2).

P, Cu характеризуются произвольным распределением по профилю. Так, значимые количества P наблюдается только в 1-3 и 9 слоях, причем максимум приходится на 1 слой,

представленный оторфованным суглинком, что может быть связано с его биогенным накоплением в поверхностном горизонте. Содержание Cu был ниже предела обнаружения в слоях 1, 4 и 6.

Распределение Rb/Sr по профилю позволяет проследить определенную закономерность, тяготеющую к фракциям средней (r=0,61) и мелкой (r=0,62) пыли. В свою очередь отрицательная корреляция характерна для фракции мелких песков (r=-0,65). Наименьшие величины Rb/Sr выявлены в нижних слоях (7 и 8), максимальные значения характерны для слоев 1 и 9.

Коэффициент Fe/Mn показывает увеличение до 70 в средней части слоя 2. После этого с глубины 55 см это соотношение распределяется с глубиной достаточно равномерно-изменяясь в пределах 20-30 вплоть до глубины 130 см. В нижней части (слои 6-9) вновь происходит повышение Fe/Mn до 70-80.

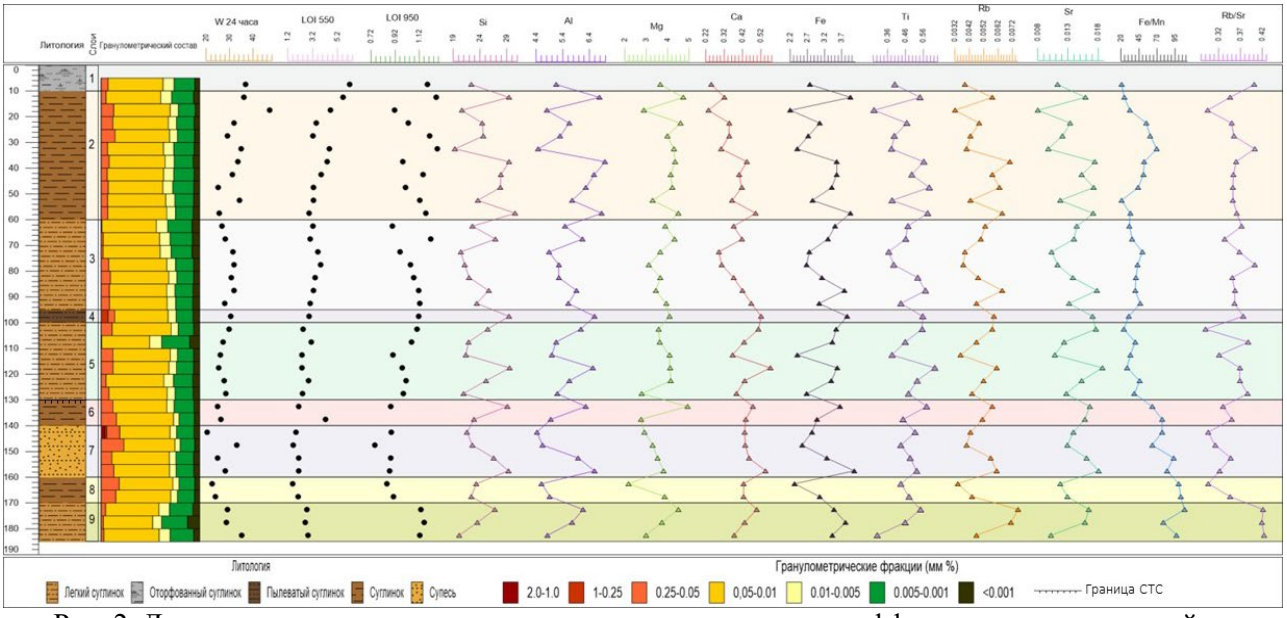


Рис. 2. Литологическая, геохимическая и гранулометрическая дифференциация отложений скважины 25Lb-7.

Обсуждение. Полученные результаты позволяют проследить литолого-геохимические особенности слоев талых и мерзлых отложений в активном и переходном слое на исследуемой территории. В литологическом строении преобладают суглинистые отложения, в которых доминирует фракция крупной пыли (более 50% во всех образцах). Преобладание данной размерности, вероятней всего, связано с интенсивным преобразованием отложений, вследствие избирательного криогенного разрушения минералов, за счет многократных циклов промерзания и оттаивания [*Konishchev, Rogov, 1993*]. Применение соотношения Rb/Sr, отражающего интенсивность процессов физического выветривания и демонстрирует определенную его связь с процессами криогенного выветривания. Соотношение Rb/Sr по профилю имеют хорошую корреляцию с распределением фракций средней (r=0,61) и мелкой (r=0,62) пыли, и в тоже время отрицательную для мелких песков (r=-0,65). В условиях криогенного выветривания кварц менее устойчив, чем полевой шпат [*Konishchev, Rogov, 1993*]. Распределение органического вещества и карбонатов также имеет хорошую корреляцию с фракциями мелкой и средней пыли и позволяет предполагать наибольшую их концентрацию в данных размерностях. Применение соотношения Fe/Mn для верификации окислительно-восстановительных условий исследованного участка демонстрирует внутрипрофильную дифференциацию в зависимости от состава отложений, степени увлажнения и глубины сезонно-талого слоя (СТС). Повышенные значения Fe/Mn с одной стороны могут являться индикатором для верификации восстановительных условий, а с другой маркером для оценки глубины СТС. Так, для исследованного участка, повышение Fe/Mn происходит на

двух уровнях. В верхней части СТС, где могут в анаэробных условиях развиваться восстановительные условия из-за роста биологической активности и ниже подошвы СТС (с глубины 130 до 185 см), что может быть следствием криогенной аккумуляции железа в период формирования многолетнемерзлых пород.

Выводы. Результаты исследования активного слоя многолетнемерзлых отложений в Нижнем Приобье позволяют проследить определенные литолого-геохимического закономерности. В исследованных отложениях преобладают фракции крупной и мелкой пыли, которые вероятно свидетельствуют об интенсивных процессах криогенного выветривания на данной территории. В свою очередь практически однородное распределение гранулометрических фракций по профилю отражает стабильные природные условия для данной территории. Доминировал один источник поступления материала. Накопление органического вещества и карбонатов тяготеет к средне- и мелкопылеватым фракциям. Тем самым можно предположить, что процессы криогенного выветривания и увеличение пылеватых фракций является важной составляющей в аккумуляции вещества в условиях криолитозоны. Однако данный вывод, сделанный по результатам определения ППП требует последующей верификации методами прямого определения данных компонентов в породах. Соотношение Rb/Sr в пылеватых фракциях хорошо отражает интенсивность процессов физического и криогенного выветривания. Применение отношения Fe/Mn может быть использовано для оценки окислительно-восстановительных условий, а также возможно его применение для верификации толщины переходного слоя и среднемноголетней границы СТС.

Финансирование. Исследование проведено в рамках и в рамках ГЗ «Эволюция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии» №121051100164 и «Антропогенная геохимическая трансформация компонентов ландшафтов» №1210514000831. Авторы благодарят сотрудников НЦИА за помощь в организации и проведении буровых работ.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев С.В. Криогидрогеологические системы Якутской алмазоносной провинции. Новосибирск: ГЕО, 2009. 319 с.

Атлас Ямало-Ненецкого автономного округа / гл. ред. С.И. Ларин. Омск: Омская картографическая фабрика, 2004. 303 с.

Втюрина Е.А. Криогенное строение пород сезонно-протаивающего слоя. – М.: Наука, 1974. 129 с.

Гребенец В.И., Кизяков А.И., Маслаков А.А., Сократов С.А., Стрелецкая И.Д., Толманов В.А., Юров Ф.Д. Влияние опасных криогенных процессов на инфраструктуру городов в Арктике // Вестник Московского университета. Серия 5. Географическая. 2022. №2. С. 25-36.

Качинский Н.А. Физика почвы. Ч. 1. М.: Высшая школа, 1965. 324 с.

Barker A.J., Sullivan T.D., Baxter W.B., Barbato R.A., Gallaher S., Patton G.E., et al. Iron oxidation–Reduction processes inwarming permafrost soils and surface waters expose a seasonally rusting Arctic Watershed // ACS Earth and Space Chemistry. 2023. Vol. 7. Is. 8. P. 1479–1495. doi: 10.1021/acsearthspacechem.2c00367

Boyle J.F. Inorganic geochemical methods in palaeolimnology. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 2001. P. 83–142. doi:10.1007/0-306-47670-3_5

Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // Journal of Paleolimnology. 2001. Vol. 25. P. 101–110. doi: 10.1023/A:1008119611481

Iwahana G., Takano S., Petrov R.E., Tei S., Shingubara R., Maximov T.C., Fedorov A.N., Desyatkin A.R., Nikolaev A.N., Desyatkin R.V., Sugimoto A. Geocryological characteristics of the

upper permafrost in a tundra-forest transition of the Indigirka River Valley, Russia // Polar Science. 2014. Vol. 8. Is. 2. P. 96-113. doi: 10.1016/j.polar.2014.01.005

Konishchev V.N., Rogov V.V. Investigations of Cryogenic Weathering in Europe and Northern Asia // Permafrost and Periglacial Processes. 1993. Vol. 4. Is. 1. P. 49–64. doi: 10.1002/ppp.3430040105

Liew M., Ji X., Xiao M., Farquharson L., Nicolsky D., Romanovsky V., Bray M., Zhang X., McComb C. Synthesis of physical processes of permafrost degradation and geophysical and geomechanical properties of permafrost // Cold Regions Science and Technology. 2022. Vol. 198, 103522. doi: 10.1016/j.coldregions.2022.103522

Nesbitt H.W., Markovics G., Price R.C. Chemical processes affecting alkalies and alkaline earths during continental weathering // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1980. Vol. 44. Is. 11. P. 1659–1666. doi: 10.1016/0016-7037(80)90218-5

Rossi M., Dal Cin M., Picotti S., Gei D., Isaev V.S., Pogorelov A.V., Gorshkov E.I., Sergeev D.O., Kotov P.I., Giorgi M., Rainone M.L. Active Layer and Permafrost Investigations Using Geophysical and Geocryological Methods—A Case Study of the Khanovey Area, Near Vorkuta, in the NE European Russian Arctic // Frontiers in Earth Science. 2022. Vol. 10, 910078. doi: 10.3389/feart.2022.910078

LITHOLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE ACTIVE LAYER OF PERMAFROST OF THE LOWER OB REGION

Torgunakova E.A.[1], Kuziakin L.P.[1], Makshaev R.R.[1], Krechetov P.P.[1], Yurov F.D.[1], Maslakov A.A.[1]

[1]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

This paper presents the lithological and geochemical characteristics of the active layer of permafrost deposits in the Lower Ob region. The studied active layer is characterized by a predominance of loamy deposits, dominated by coarse and fine silt fractions. Cryogenic weathering processes likely determined the predominant type of silt fraction. The use of geochemical coefficients Rb/Sr and Fe/Mn demonstrated their applicability for assessing weathering processes and oxidation-reduction conditions for the studied area.

Keywords: *permafrost, active layer, geochemistry, lithology, X-ray fluorescence analysis, climate change, Lower Ob region*

REFERENCES:

Alekseev S.V. Cryohydrogeological systems of the Yakut diamondiferous province. Novosibirsk: GEO, 2009, 319 p. (In Russian)

Atlas of the Yamalo-Nenets Autonomous Okrug / Ed. S.I. Larin. Omsk: Omsk Cartographic Factory, 2004, 303 p. (In Russian)

Barker A.J., Sullivan T.D., Baxter W.B., Barbato R.A., Gallaher S., Patton G.E., et al. Iron oxidation–Reduction processes inwarming permafrost soils and surface waters expose a seasonally rusting Arctic Watershed // ACS Earth and Space Chemistry. 2023. Vol. 7. Is. 8. P. 1479–1495. doi: 10.1021/acsearthspacechem.2c00367

Boyle J.F. Inorganic geochemical methods in palaeolimnology. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 2: Physical and Geochemical Methods. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 2001. P. 83–142. doi:10.1007/0-306-47670-3_5

Grebenets V.I., Kizyakov A.I., Maslakov A.A., Sokratov S.A., Streletskaya I.D., Tolmanov V.A., Yurov F.D. The influence of hazardous cryogenic processes on the infrastructure of cities in the Arctic. Bulletin of Moscow University. Series 5. Geographical, 2022, No. 2. – P. 25-36. (In Russian)

Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results // Journal of Paleolimnology. 2001. Vol. 25. P. 101–110. doi: 10.1023/A:1008119611481

Iwahana G., Takano S., Petrov R.E., Tei S., Shingubara R., Maximov T.C., Fedorov A.N., Desyatkin A.R., Nikolaev A.N., Desyatkin R.V., Sugimoto A. Geocryological characteristics of the upper

permafrost in a tundra-forest transition of the Indigirka River Valley, Russia // Polar Science. 2014. Vol. 8. Is. 2. P. 96-113. doi: 10.1016/j.polar.2014.01.005

Kachinsky N.A. Physics of Soil. Part 1. Moscow: Vysshaya shkola, 1965. 324 p. (In Russian)

Konishchev V.N., Rogov V.V. Investigations of Cryogenic Weathering in Europe and Northern Asia // Permafrost and Periglacial Processes. 1993. Vol. 4. Is. 1. P. 49–64. doi: 10.1002/ppp.3430040105

Liew M., Ji X., Xiao M., Farquharson L., Nicolsky D., Romanovsky V., Bray M., Zhang X., McComb C. Synthesis of physical processes of permafrost degradation and geophysical and geomechanical properties of permafrost // Cold Regions Science and Technology. 2022. Vol. 198, 103522. doi: 10.1016/j.coldregions.2022.103522

Nesbitt H.W., Markovics G., Price R.C. Chemical processes affecting alkalies and al- kaline earths during continental weathering // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1980. Vol. 44. Is. 11. P. 1659–1666. doi: 10.1016/0016-7037(80)90218-5

Rossi M., Dal Cin M., Picotti S., Gei D., Isaev V.S., Pogorelov A.V., Gorshkov E.I., Sergeev D.O., Kotov P.I., Giorgi M., Rainone M.L. Active Layer and Permafrost Investigations Using Geophysical and Geocryological Methods—A Case Study of the Khanovey Area, Near Vorkuta, in the NE European Russian Arctic // Frontiers in Earth Science. 2022. Vol. 10, 910078. doi: 10.3389/feart.2022.910078

Vtyurina E.A. Cryogenic structure of rocks of the seasonally thawing layer. Moscow: Nauka, *1974, 129 p.* (In Russian).

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-396-402

РЕГУЛЯРНЫЕ ПОЛЕВЫЕ И ДИСТАНЦИОННЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ КАК ОСНОВА ОЦЕНКИ ДИНАМИКИ КРИОГЕННОГО ОПОЛЗАНИЯ И КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ЕГО ОПАСНОСТИ НА ЦЕНТРАЛЬНОМ ЯМАЛЕ

✉ *Хомутов А.В., Лейбман М.О.*

Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия;
✉ *artcryo@ya.ru*

Регулярные полевые и дистанционные наблюдения за активностью криогенных оползней течения (КОТ) и термоцирков на Центральном Ямале лежат в основе оценки динамики криогенного оползания и картографирования его опасности с использованием ландшафтной индикации глубины залегания кровли пластового льда и приуроченности современных КОТ и термоцирков к определенным природно-территориальным комплексам.

Ключевые слова: *криогенные оползни, термоцирки, пластовый лед, ландшафтная карта, картографирование опасности*

Введение. С середины XX века известна и широко обсуждается активизация криогенных процессов, связанных с вытаиванием разных типов подземных льдов на фоне тренда повышения температуры воздуха [*Каплина, 1965; Воскресенский, Совершаев, 1998; Кизяков, 2005; Лейбман, Кизяков, 2007; Лейбман и др., 2023*]. К таким процессам, в частности, относится криогенное оползание.

За период после катастрофической активизации криогенного оползания 1989-1990 гг. на Ямале разработана теория криогенного оползания и рассмотрены механизмы и классификация криогенных оползней [*Лейбман, 2005*]. Они подразделены на криогенные оползни скольжения (КОС) и криогенные оползни течения (КОТ). КОС связаны с вытаиванием льда в основании сезонно-талого слоя, а КОТ связаны с вытаиванием залежеобразующих подземных льдов из толщи многолетнемерзлых пород. До относительно недавнего времени КОТ преобладали на морских побережьях и формировали специфические формы рельефа — термоцирки и термотеррасы [*Кизяков и др., 2006*], в то время как КОС преобладали вдали от побережий [*Leibman et al., 2014*]. Результаты многолетнего изучения распространения КОС в центральной части полуострова Ямал позволили сделать прогноз вероятности их активизации на базе ландшафтной карты [*Хомутов, Лейбман, 2016*].

С 2012 г. на фоне резкой климатогенной активизации КОТ [*Бабкина и др., 2019*], приведшей к значительному увеличению числа термоцирков на полуостровах Ямал и Гыданский [*Нестерова и др., 2021*], актуальным стало картографирование опасности криогенного оползания, приводящего к формированию термоцирков и значительному вытаиванию залежей подземных льдов и сильнольдистых многолетнемерзлых пород. В особенности это актуально на территориях, активно вовлеченных в хозяйственную деятельность при нефтегазовом освоении. Одной из таких территорий является центральная часть полуострова Ямал, где помимо одного из крупнейших разрабатываемых нефтегазоконденсатных месторождений – Бованенковского, существуют другие разведанные месторождения углеводородов, развивается транспортная инфраструктура. При этом, концентрация форм рельефа, связанных с криогенными оползнями течения (КОТФР [*Лейбман и др., 2023*]), достигает здесь местами более 120 единиц в каждой гексагональной ячейке 30 на 30 км, специально размеченной для анализа распространения таких форм рельефа [*Nesterova et al., 2025*].

Район исследования. В центральной части полуострова Ямал наиболее интересной с точки зрения формирования КОТФР является территория научно-исследовательского стационара «Васькины Дачи» [*Лейбман, Хомутов, 2019*] на междуречье рек Се-Яха и

Морды-Яха, представляющая собой холмисто-увалистую равнину с узкими водоразделами и длинными пологими склонами, расчлененную узкими долинами малых рек и водотоков, овражно-балочной сетью, озерами и хасыреями. Глубина расчленения казанцевской и салехардской равнин достигает 40–50 м. Около 60 % территории занято пологими склонами крутизной до 7°, склоны крутизной от 7 до 50° занимают около 10 % площади, а оставшиеся 30 % приходятся на вершинные части увалов, поймы рек и озера. На водораздельных поверхностях активно морозобойное растрескивание пород с образованием повторно-жильных льдов на торфяниках, распространенных в седловинах, и песчаных и песчано-ледяных жил на вершинах. В криолитологическом строении принимают участие песчаные породы со значительным содержанием пылеватых частиц. Склоновые отложения характеризуются песчаным составом вблизи бровки. Вниз по склону они сменяются супесчаными и суглинистыми, а подстилаются глинистыми породами. Важнейшим компонентом криогенного строения являются пластовые льды, которые распространены практически повсеместно и на изучаемой территории вскрывались на глубинах от 4 до 25 м скважинами при проведении изысканий для строительства ж/д линии Обская–Бованенково. Активное развитие склоновых процессов характерно для останцов морских террас, сложенных высокольдистыми породами с залежами пластовых льдов [*Лейбман, Кизяков, 2007*]. Глубина сезонного протаивания в среднем не превышает 1,5 м на слабозадернованных поверхностях вершин с песчаными породами и сильнозадернованных поверхностях с высокими кустами, и 0,9–1,0 м на задернованных поверхностях плоских водоразделов и склонов преимущественно с суглинистыми породами [*Бабкина и др., 2019*]. По данным мониторинга, средняя годовая температура пород на подошве сезонно-талого слоя изменяется от положительных значений на сильнозадернованной поверхности с высокими кустами до –5,2 °С на незадернованной вершинной поверхности. На глубине 10 м в скважине на незадернованной поверхности с песчаными породами с 2011 по 2025 г. средняя годовая температура пород увеличилась с –6,2 до –5,1 °С.

Результаты наблюдения за активностью термоцирков как основа оценки динамики и картографирования опасности криогенного оползания. Разрабатываемые в настоящее время принципы картографирования опасности КОТ основываются на предложенной методике ландшафтной индикации глубины залегания пластовых льдов [*Хомутов и др., 2012*], анализе активности термоцирков, первые результаты которого за 3 временных среза, до климатогенной активизации 2012 г., во время ее и через 5 лет после нее приведены в [*Хомутов и др., 2024*] и, что немаловажно, результатах не прекращающегося мониторинга ключевых термоцирков в центральной части полуострова Ямал [*Бурдак и др., 2025*]. Наиболее информативным методом для полевого мониторинга является съемка с беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) с последующим построением высокоточных ортофотопланов и их сопоставлением за разные годы. На начальном этапе полевого мониторинга для фиксации положения отступающей бровки термоцирков использовались стандартные GPS-приемники [*Khomutov et al., 2017*], что зачастую затрудняло оценку скорости отступания как при незначительном отступании бровки конкретного термоцирка, так и при малых временных промежутках между съемками.

Исследования показали, что основным фактором, влияющим на формирование КОТ является достижение сезонным протаиванием кровли пластового льда или сильнольдистых многолетнемерзлых пород [*Бабкина и др., 2019; Хомутов и др., 2024*]. Основным фактором пространственного распространения этого процесса является глубина залегания залежеобразующих подземных льдов [*Хомутов и др., 2012*]. Для территории Центрального Ямала на примере одного из ключевых участков выявлены пространственные закономерности залегания пластовых льдов и ландшафтные индикаторы дифференциации глубины залегания пластовых льдов, построена карта глубины залегания кровли пластового льда на ландшафтно-геоморфологической основе.

Наименее глубоко пластовые льды залегают в останцах высоких поверхностей и относительно неглубоко под протяженными слабо переработанными денудацией водоразделами – своеобразными хранилищами крупных залежей пластовых льдов. Более глубокое залегание в днищах долин и озерных котловин связано с вытаиванием льда как в голоценовом оптимуме, так и в настоящее время под действием отепляющего влияния водных масс и техногенного воздействия.

Одним из наиболее значимых отличий подходов к картографированию опасности КОТ от картографирования опасности КОС является то, что даже в пределах зарастающих или уже стабильных термоцирков (как результата КОТ) и оползневых цирков (как результата КОС) могут вновь сойти КОТ при увеличении суммы положительных температур воздуха в сочетании с высокими летними осадками за счет достижения сезонным протаиванием кровли пластового льда. На этом и должна основываться классификация выделенных на ландшафтной карте природно-территориальных комплексов (ПТК) по опасности возникновения КОТ.

Подавляющее большинство современных термоцирков приурочено к берегам озер и озерных котловин [*Хомутов и др., 2024*], реже – к берегам мелких термокарстовых озерков, и еще реже – к берегам рек и бортам оврагов, балок и ложбин стока. В ландшафтном отношении к берегам озер и озерных котловин примыкают, в основном, плоские пологие склоны с кочковатыми разнотравно-злаково-моховыми ивняками с участием ерника на суглинках и глинах (8, здесь а далее индексы ПТК согласно [*Хомутов, Лейбман, 2016*]) и вогнутые пологие оползневые склоны с поверхностями скольжения древних оползней с разнотравно-злаковыми ивняками на суглинках и засоленных глинах (10), в разное геологическое время переработанные термоденудационными процессами. К таким склонам приурочено большинство современных крупных термоцирков. Также достаточно распространены довольно крутые береговые уступы, подвергающиеся термоабразионному воздействию озерной воды и эрозионному воздействию речной воды в пределах пологохолмистых субгоризонтальных водораздельных поверхностей с полигональными кустарничково-травяно-лишайниковыми тундрами с раздувами на песках и супесях, местами с травяно-кустарниково-моховыми тундрами на супесях и суглинках (1) и плоских субгоризонтальных водораздельных поверхностей с травяно-кустарниково-моховыми тундрами на супесях и суглинках, с участками полигональных травяно-кустарниково-лишайниково-моховых тундр на песках и супесях (3). К верхним частям таких склонов приурочено значительное число современных небольших термоцирков и единичных КОТ, в том числе на границах с оврагами, балками, ложбинами стока и по берегам мелких термокарстовых озерков.

Как показали полевые и дистанционные наблюдения, начиная с 2012 г. активность криогенного оползания в изучаемом районе повысилась за счет аномальных климатических условий весенне-летнего сезона этого года, а затем к 2018 г. постепенно пошла на спад. Условия достаточно жаркого лета 2013 г. способствовали высоким темпам вытаивания подземного льда во вновь активизировавшихся и новых термоцирках. Условия аномально жаркого лета 2016 г. не внесли существенного вклада в активность термоденудационных процессов. Продолжили развиваться только крупные термоцирки с залежью пластового подземного льда, обнажающегося в стенках достаточной высоты и протяженности для того, чтобы не быть быстро захороненной оттаявшей породой. Помимо этого, документально зафиксированное увеличение активности выразилось лишь в повторном сходе КОТ в пределах одного из регулярно наблюдаемых и зарастающего на тот момент термоцирка (рис. 1). При этом, на исследуемой территории с 2010 г. по настоящее время сохраняется существенное количество эмбриональных термоцирков, по существу, представляющих из себя КОТ с наметившейся тенденцией развития в полноценный «классический» термоцирк. В 2020 г. согласно полевым наблюдениям обнаружен новый термоцирк (рис. 2), а в 2021 г. зафиксировано существенное отступание стенки по сравнению с 2018 г. на одном из медленно развивавшихся до этого термоцирков

(рис. 3). Один из термоцирков, возникший между 2013 и 2018 гг. на месте заросшего, показал существенный рост отступания бровки [*Бурдак и др., 2025*]. Анализ дистанционных материалов позволил обнаружить новый крупный КОТ на левобережье одного из левых притоков р. Нгэрм-Лымбадъяха [*Бурдак и др., 2025*], возникший, по всей видимости, в 2023 г.

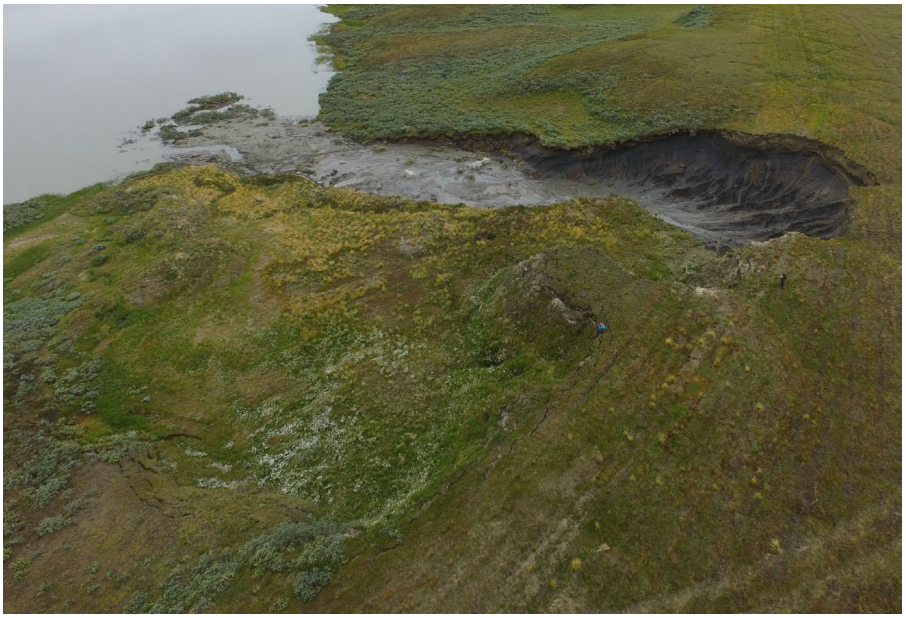
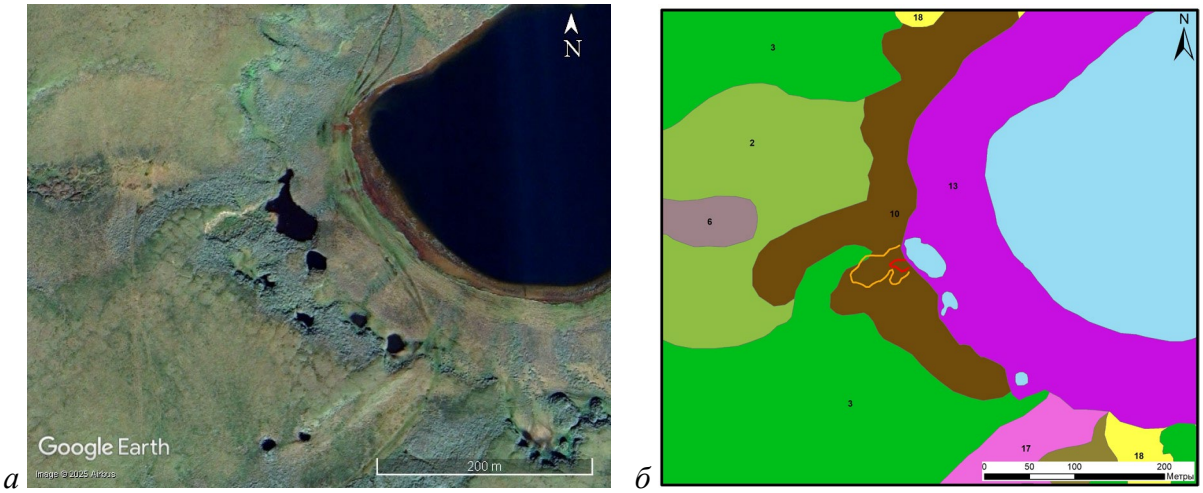


Рис. 1. Обзорное БПЛА-фото ТЦ-4,4а в августе 2017 г., после схода нового КОТ в 2016 г.



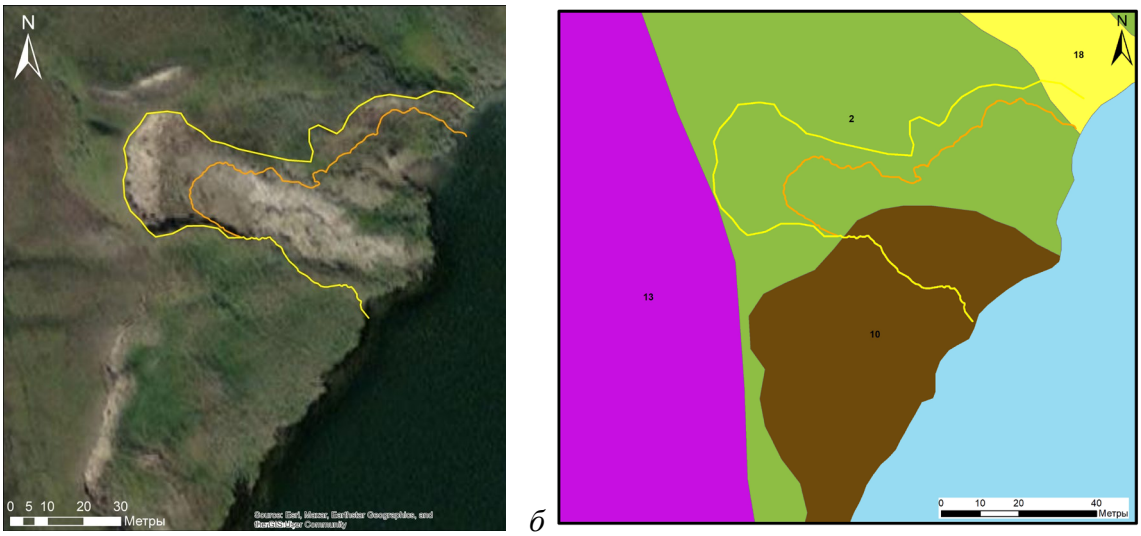
а *б*

Рис. 2. ТЦ-2а на сцене мозаики Google Earth за 05.08.2025 г. (а) и на ландшафтной карте (б). Цифрами показаны индексы ПТК согласно [*Хомутов, Лейбман, 2016*], красной и оранжевой линиями показано положение бровки термоцирка в августе 2020 и 2021 гг., соответственно.

Заключение. Регулярные полевые и дистанционные наблюдения за активностью КОТ и термоцирков составляют базовую основу оценки динамики современного криогенного оползания на Центральном Ямале наряду с разработанной ландшафтной индикацией глубины залегания пластовых льдов и приуроченности современных КОТ и термоцирков к определенным ПТК, в основном к плоским и вогнутым пологим склонам с ивняками (8,10), уже переработанным криогенным оползанием.

Принципиальным отличием оценки опасности проявления КОТ от проведенной ранее оценки опасности КОС является сохранение возможности схода КОТ даже в пределах зарастающих или стабильных термоцирков и оползневых цирков при увеличении суммы положительных температур воздуха в сочетании с высокими летними

осадками за счет достижения сезонным протаиванием кровли пластового льда. Таким образом, для повторения КОТ на одном и том же месте достаточно нескольких, а не сотен лет как в случае с повторением КОС.



а *б*

Рис. 3. ТЦ-НБ на сцене мозаики ESRI World Imagery за 13.08.2023 г. (а) и на ландшафтной карте (б). Цифрами показаны индексы ПТК согласно [Хомутов, Лейбман, 2016], оранжевой и желтой линиями показано положение бровки термоцирка в августе 2021 и 2023 гг., соответственно.

Финансирование. Работа выполнена ИКЗ ТюмНЦ СО РАН в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № FWRZ-2021-0012).

ЛИТЕРАТУРА

Бабкина Е.А., Лейбман М.О., Дворников Ю.А., Факащук Н.Ю., Хайруллин Р.Р., Хомутов А.В. Активизация криогенных процессов на территории Центрального Ямала как следствие региональных и локальных изменений климата и теплового состояния пород // Метеорология и гидрология. 2019. №4. С. 99–109.

Бурдак Д.В., Хомутов А.В., Гинзбург А.П., Данько М.М., Левочкина О.В., Мареев В.А., Тарасевич И.И., Хайруллин Р.Р. Результаты мониторинга термоцирков на Центральном Ямале в 2024 г. // «Проблемы криосферы Земли», Сборник тезисов, Пущино, 2025, С. 62–63.

Воскресенский К.С., Совершаев В.А. Роль экзогенных процессов в динамике арктических побережий // Динамика арктических побережий России. М., Изд-во Моск. ун-та. 1998, С. 35-48.

Каплина Т.Н. Криогенные склоновые процессы. М., Наука, 1965, 296 с.

Кизяков А.И. Динамика термоденудационных процессов на побережье Югорского полуострова // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 1. С. 63–67.

Кизяков А.И., Лейбман М.О., Передня Д.Д. Деструктивные рельефообразующие процессы побережий Арктических равнин с пластовыми подземными льдами // Криосфера Земли. 2006. Т. X. №2. С. 79–89.

Лейбман М.О. Криогенные склоновые процессы и их геоэкологические последствия в условиях распространения пластовых льдов: Автореф. дис. … д-ра геол.-мин. наук. Тюмень, 2005, ИКЗ СО РАН, 48 с.

Лейбман М.О., Кизяков А.И. Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова. М.: Институт криосферы земли СО РАН; 2007. 206 с.

Лейбман, М. О., Кизяков, А. И., Нестерова, Н. Б., Тарасевич, И. И. Классификация криогенно-оползневых форм рельефа для целей картографирования и прогноза //

Проблемы Арктики и Антарктики. 2023. Т. 69. №4. С. 486–500. doi:10.30758/0555-2648-2023-69-4-486-500

Лейбман М.О., Хомутов А.В. Стационар «Васькины Дачи» на Центральном Ямале: 30 лет исследований // Криосфера Земли. 2019. Т. 23. № 1. С. 91-95. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-1(91-95)

Нестерова Н.Б., Хомутов А.В., Лейбман М.О., Сафонов Т.А., Белова Н.Г. Инвентаризация термоцирков на Севере Западной Сибири по данным мозаики спутниковых снимков 2016–2018 годов. Криосфера Земли. 2021. Т. XXV. №6. С. 41–50. doi:10.15372/KZ20210604

Хомутов А.В., Бабкина Е.А., Хайруллин Р.Р., Дворников Ю.А. Факторы активизации термоденудации и активность термоцирков на Центральном Ямале в 2010–2018 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2024. Т. 70. №2. С. 222–237. doi:10.30758/0555-2648-2024-70-2-222-237

Хомутов А.В., Лейбман М.О. Оценка опасности проявления криогенных оползней скольжения в тундре Центрального Ямала // Криосфера Земли. 2016. Т.XX. №2. 2016. С. 49–60.

Хомутов А.В., Лейбман М.О., Андреева М.В. Методика картографирования пластовых льдов Центрального Ямала // Вестник Тюменского государственного университета. Экология и природопользование. 2012. №7. С. 76–84.

Khomutov A., Leibman M., Dvornikov Yu., Gubarkov A., Mullanurov D., Khairullin R. Activation of Cryogenic Earth Flows and Formation of Thermocirques on Central Yamal as a Result of Climate Fluctuations, in: Advancing Culture of Living with Landslides, Proceedings of World Landslide Forum 4, Vol. 5, Landslides in Different Environments, 29 May–2 June 2017, Ljubljana, Slovenia. 2017. P. 209–216. doi:10.1007/978-3-319-53483-1_24

Leibman M.O., Khomutov A.V., Kizyakov A.I. Cryogenic Landslides in the West-Siberian Plain of Russia: Classification, Mechanisms and Landforms. In: Shan W. et al. (eds.). Landslides in Cold Regions in the Context of Climate Change, Environmental Science and Engineering. Springer International Publishing AG; 2014. P. 143–162. doi:10.1007/978-3-319-00867-7_11

Nesterova N., Tarasevich I., Leibman M., Khomutov A., Kizyakov A., Nitze I., Grosse G. High-resolution inventory and classification of retrogressive thaw slumps in West Siberia // Earth System Science Data. 2025. Vol. 17. P. 5707–5727. doi:10.5194/essd-17-5707-2025

REGULAR FIELD AND REMOTE OBSERVATIONS AS A BASIS FOR ASSESSING THE DYNAMICS OF CRYOGENIC LANDSLIDING AND MAPPING ITS HAZARD IN CENTRAL YAMAL

Khomutov A.V., Leibman M.O.

Earth Cryosphere Institute Tyumen Scientific Centre SB RAS, Tyumen, Russia

Regular field and remote observations of the activity of retrogressive thaw slumps and thermocirques in Central Yamal are the basis for assessing the dynamics of cryogenic landsliding and mapping its hazard using landscape indication of the depth of the tabular ground ice top and the attribution of recent RTS and thermocirques to specific landscape complexes.

Keywords: *cryogenic landslides, thermocirques, tabular ground ice, landscape map, hazard mapping*

REFERENCES:

Babkina E.A., Leibman M.O., Dvornikov Yu.A., Fakashuk N.Yu, Khairullin R.R., Khomutov A.V. Activation of cryogenic processes in Central Yamal as a result of Regional and Local change in climate and thermal state of permafrost // Russian Meteorology and Hydrology, 2019, Vol.44, № 4, P. 283-290.

Burdak D.V., Khomutov A.V., Ginzburg A.P., Danko M.M., Levochkina O.V., Mareev V.A., Tarasevich I.I., Khairullin R.R. Results of monitoring of thermocirques on Central Yamal in 2024. "Problems of the Earth Cryosphere", Pushchino, 2025. P. 62-63.

Kaplina T.N. Cryogenic slope processes. Moscow. Nauka. 1965. 296 p.

Khomutov A.V., Babkina E.A., Khairullin R.R., Dvornikov Yu.A. Factors of thermal denudation activation and thermicirques activity on central Yamal in 2010–2018 // Arctic and Antarctic Research. 2024. Vol. 70. Is. 2. P. 222-237. doi:10.30758/0555-2648-2024-70-2-222-237

Khomutov A.V., Leibman M.O, Andreyeva M.V. Mapping of ground ice in Central Yamal // Tyumen State University Herald. 2012. №7. P. 68-76.

Khomutov, A., Leibman, M., Dvornikov, Yu., Gubarkov, A., Mullanurov, D., and Khairullin, R.: Activation of Cryogenic Earth Flows and Formation of Thermocirques on Central Yamal as a Result of Climate Fluctuations, in: Advancing Culture of Living with Landslides, Proceedings of World Landslide Forum 4, Vol. 5, Landslides in Different Environments, 29 May–2 June 2017, Ljubljana. Slovenia. 2017. P. 209–216. doi:10.1007/978-3-319-53483-1_24

Kizyakov A.I. The dynamics of thermodenudation processes at the Yugorsky Peninsula coast // Earth's Cryosphere. 2005. Vol. 9. Is. 1. P. 63–67.

Kizyakov A.I., Leibman M.O., Perednya D.D. Destructive relief-forming processes on the Arctic Plains with tabular ground ice // Earth's Cryosphere. 2006. Vol. 10. Is. 2. P. 79–89.

Leibman M.O. Cryogenic slope processes and their geoecological consequences in conditions of spreading of tabular ground ice: Abstract of the dissertation. ... Dr. Geol.-min. sciences. Tyumen, 2005, IKZ SB RAS. 48 p.

Leibman M.O., Kizyakov A.I. Cryogenic landslides of Yamal and the Yugorsky Peninsula. Moscow: Earth Cryosphere Institute SB RAS. 2007. 206 p.

Leibman M.O., Kizyakov A.I., Nesterova N.B., Tarasevich I.I. Classification of cryogenic-landslide landforms for mapping and prediction // Arctic and Antarctic Research. 2023. Vol. 69. Is. 4. P. 486-500. doi:10.30758/0555-2648-2023-69-4-486-500

Leibman M.O., Khomutov A.V. Research station "Vaskiny Dachi" at Central Yamal: 30 years of study // Earth`s Cryosphere. 2019. Vol. 23. No. 1. P. 78-82. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-1(91-95)

Leibman M.O., Khomutov A.V., Kizyakov A.I. Cryogenic Landslides in the West-Siberian Plain of Russia: Classification, Mechanisms and Landforms. In: Shan W. et al. (eds.). Landslides in Cold Regions in the Context of Climate Change, Environmental Science and Engineering. Springer International Publishing AG; 2014. P. 143–162. doi:10.1007/978-3-319-00867-7_11

Nesterova N.B., Khomutov A.V., Leibman M.O., Safonov T.A., Belova N.G. The inventory of retrogressive thaw slumps (thermocirques) in the north of West Siberia based on 2016–2018 satellite imagery mosaic // Earth's Cryosphere. 2021. Vol. 25. Is. 6. P. 41–50. doi:10.15372/KZ20210604

Nesterova N., Tarasevich I., Leibman M., Khomutov A., Kizyakov A., Nitze I., Grosse G. High-resolution inventory and classification of retrogressive thaw slumps in West Siberia // Earth System Science Data. 2025. Vol. 17. P. 5707–5727. doi:10.5194/essd-17-5707-2025

Voskresenskiy K.S., Zavidaev V.A. The role of exogenous processes in the dynamics of Arctic coasts // Dynamics of the Arctic coasts of Russia. Moscow, MSU Publishing House. 1998. P. 35-48.

СЕКЦИЯ СЕВЕРО-ЗАПАД РОССИИ

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-403-410

НЕ ВДОЛЬ, А ПОПЕРЁК: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ 2025 ГОДА В ДОЛИНЕ РЕКИ ВЫЧЕГДЫ

✉ *Баранов Д.В.[1], Зарецкая Н.Е.[1], Качалов А.Ю.[1], Десинов В.Л.[2], Шухвостов Р.С.[1,3], Панин А.В.[1]*

[1]Институт географии РАН, Москва, Россия
[2]ООО «АРС Комьюникейшнс», Москва, Россия
[3]МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
✉*dm_baranov@igras.ru*

В ходе полевых исследований 2025 года были выполнены буровые геолого-геоморфологические работы по двум створам через долину р. Вычегды: Межег – Мадмас (республика Коми) и Харитоново – Залупья (Архангельская область). В ходе работ выделены пойма, «болотная» (первая), «боровая» (вторая) и высокая (третья) террасы. Установлено, что мощность аллювия террас составляет порядка 10 м. Под поймой и низкими террасами зафиксирован погребённый врез, время существования которого оценивается началом – серединой позднего неоплейстоцена. Из аллювия террас, погребенного вреза, а также водно-ледниковых разрезов междуречья были отобраны образцы для радиоуглеродного и люминесцентного датирования, что позволит уточнить возраст террас, а также определить возраст погребённого вреза.

Ключевые слова: *аллювий, пойма, терраса, речная долина, средний и поздний неоплейстоцен, радиоуглеродное и люминесцентное датирование*

Введение. Несмотря на значительное количество работ геоморфологическое строение и история развития долины нижней Вычегды длительное время являются предметом дискуссий отечественных и зарубежных исследователей [*Лавров, 1968, Потапенко, 1971, Лавров, Потапенко, 2005, 2012, Lyså et al., 2014, Zaretskaya et al., 2020* и др.]. Во многом это объясняется тем, что строение долины изучалось, главным образом, по разрезам её террасовых уровней в отдельных обнажениях. Попытка увязать имеющиеся геологические и геоморфологические данные на относительно протяжённом участке (Сыктывкар – Котлас, см. рис. 1, вверху) по течению («вдоль») реки [*Баранов, 2023*, *Panin et al., 2025*] выявили «белые пятна» в представлениях о геоморфологическом строении долины и некоторых эпизодах истории её развития.

Было принято решении об исследовании долины серией поперечных буровых профилей, которые бы подсветили ранее неизвестные факты о её развитии. Работы 2024 года, выполненные таким образом в створе с. Гам (республика Коми), дали интересные результаты [*Баранов и др., 2024*], уточнив строение т.н. «Гамской» [*Лавров, Потапенко, 2005, 2012*] террасы Вычегды, а также обнаружив более древний (предположительно позднемосковский) врез. Для детализации истории формирования долины Вычегды и пространственного соподчинения выделенных пойменных и террасовых уровней было решено в 2025 году произвести аналогичные работы.

Район работ и методы исследования. Для работ 2025 года по цифровым моделям рельефа (ЦМР) [*Neal, Hawker, 2023*] были выбраны участки долины р. Вычегды с наиболее выраженной лестницей террас, исследование которой можно провести с учётом доступности для механической буровой установки. Было отобрано два таких участка (см. рис. 1, внизу): в створе Межег – Мадмас (республика Коми) и в створе Литвино – Лупья (Архангельская область). К сожалению, второй участок из-за отсутствия переезда через железную дорогу оказался недоступным для исследования, поэтому работы были выполнены ниже по течению в створе Харитоново – Залупья (Архангельская область).

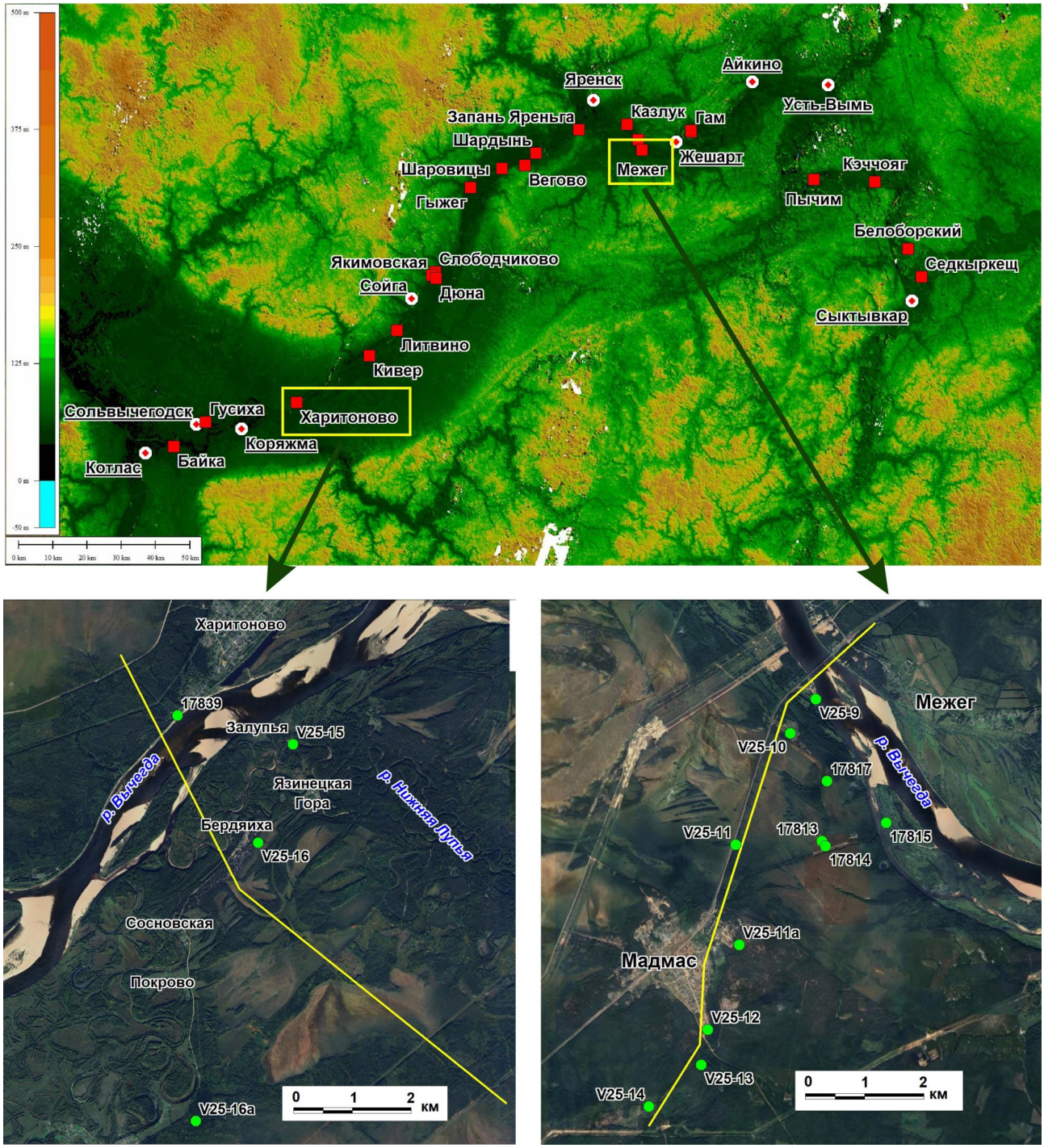


Рис. 1. Разрезы нижней Вычегды.
Вверху: исследованные в ходе полевых работ 2017 – 2024 гг. [по *Баранов, 2023; Panin et al., 2025*]; внизу: скважины и буровые профили 2025 года: справа: по створу Межег – Мадмас, слева: по створу Харитоново – Залупья. ЦММ: ArcticDEM, космические снимки:

Бурение производилось с помощью установки «Pride Mount 80», смонтированной на базе автомобиля УАЗ 3303 модифицированным шнековым способом. Скважины закладывались на всех элементах долины и прилегающих междуречьях по традиционной методике [*Спиридонов, 1970*]. Производилось детальное описание элементов рельефа, выделение ступеней (предположительно террасовых уровней), литологическое описание разрезов скважин, а также отбор образов для определения возраста отложений (люминесцентное и радиоуглеродное датирование). Всего было пробурено 9 скважин и отобрано 20 образцов.

Результаты. *В створе Межег – Мадмас* по ЦМР и полевым наблюдениям по левобережью р. Вычегды выделены террасовидные поверхности на высотах порядка 3 – 5, 7 – 10, ~15 и ~20 м над урезом (60 м абс.). Выше 20 м над урезом к водоразделу поднимается пологий склон до высоты порядка 100 м абс. (рис. 2, вверху).

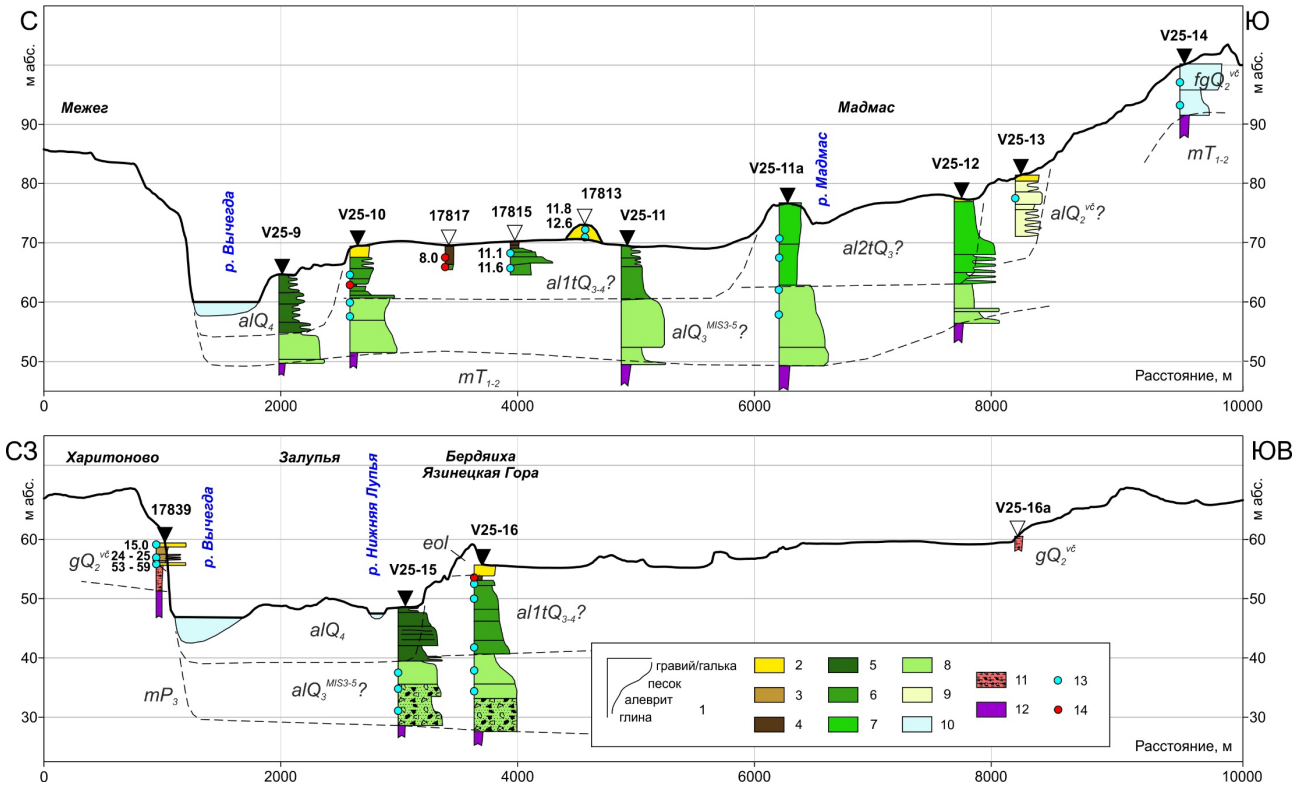


Рис. 2. Геолого-геоморфологические профили через долину р. Вычегды по створам Межег – Мадмас (вверху) и Харитоново – Залупья (внизу).

Условные обозначения: 1 – гранулометрический состав; генезис отложений: 2 – эоловые, 3 – склоновые, 4 – биогенные (торф), 5 – аллювий поймы, 6 – аллювий первой («болотной») террасы, 7 – аллювий второй («боровой») террасы, 8 – погребённый аллювий, 9 – аллювий высокой (поздневычегодской) террасы, 10 – флювиогляциальные, 11 – ледниковые (вычегодская морена), 12 – дочетвертичные; образцы (и даты): 13 – люминесцентные, 14 – радиоуглеродные. Строение и возраст разрезов 17813 (Размановка), 17815 (Межег), 17817 и 17839 (Харитоново) дано по [*Zaretskaya et al., 2024; Panin et al., 2025*]

Скважиной V25-9 на наиболее низкой поверхности вскрыты с поверхности до глубины 8 – 9 м тонко- мелкозернистые пески, в кровле переслаивающиеся с суглинками, в подошве – с более крупными песками, гравием и мелким щебнем. Ниже 8 – 9 м залегают разнозернистые пески с большим количеством обломочного материала. В основании разреза (на глубине 15 м) залегают коренные красно-кирпичные глины триасового возраста.

Поверхность высотой 7 – 10 м в створе профиля имеет ширину порядка 1,5 км, относительно плоская и практически полностью занята болотом. Её строение установлено двумя скважинами V25-10 и V25-11, заложенных в свободных от болота местах. В верхней части разреза (до 9 – 10 м) залегают тонко- мелкозернистые пески, местами с прослоями суглинка и органики, ниже – разнозернистые пески с гравием и щебнем. В основании разреза (на глубине 18 – 20 м) вскрыты триасовые красно-кирпичные глины. Из скважины V25-10 отобрана серия образцов на люминесцентное и радиоуглеродное датирование.

На поверхности высотой ~ 15 м над урезом р. Вычегды располагается п. Мадмас, вследствие чего её первоначальный бугристый (эоловый?) рельеф в значительной степени снивелирован в результате хозяйственной деятельности человека. Скважинами V25-11a и

V25-12 вскрыты мелко- тонкозернистые пески, в скв. V25-12 ниже 5 м – с прослоями более крупных песков, а также гравия, дресвы и мелкого щебня. Под этими отложениями с глубины 12 – 13 м залегают разнозернистые пески: в скв. V25-11а с прослоями дресвы и щебня, а в скв. V25-12 – с прослоями и слоями (до 4 м) алеврита и тонкозернистого песка. В основании скважин над коренными породами выделяется слой тёмно-серых, насыщенных обломочным материалом песков, аналогичных пескам над коренными породами в скв. 24709, 24703, 24705 по профилю около разреза Гам [*Баранов и др., 2024*]. Из скважины V25-11а отобрана серия образцов на люминесцентное датирование.

Площадка ступени высотой ~ 20 м над урезом, в отличие от нижележащих, слабо наклонена к руслу, тыловой шов визуально не выражен и лишь слабо читается по гипсометрическому профилю. Геологическое строение этого уровня (по скв. V25-13) чрезвычайно неоднородное – вскрываются переслаивающиеся пачки тонких и мелких песков, среднезернистых песков, алевритов, суглинков, а также мелкой дресвы. Песчаные фракции отличаются плохой промытостью. Из скв. V25-13 отобран образец на люминесцентное датирование.

Скважина V25-14, заложенная в наиболее высоком на профиле месте, вскрыла 9-метровую толщу сильно слюдистых разнозернистых песков с большим количеством обломочного материала. Обломки до валунов размером 1,5 встречаются и на поверхности. В основании разреза – сизо-серые глины и пески триаса (коренные). Из скважины также были отобраны образцы на датирование.

В створе Харитоново – Залупья морфологически по ЦМР и полевым наблюдениям по левобережью р. Вычегды уверенно выделяется лишь два уровня (рис. 2, внизу): 3 – 5 м и 7 – 8 м над урезом (47 м абс.). По гипсометрическому профилю и топографическим картам читается также широкая плоская ступень на уровне 13 – 15 м над урезом, однако в виду её сильной заболоченности провести какие-либо геолого-геоморфологические работы на её поверхности, к сожалению, не представлялось возможным.

Геологическое строение низкого уровня установлено скв. V25-15, которая вскрыла с поверхности девятиметровую толщу среднезернистых песков с прослоями суглинка (в верхней части), крупно- грубозернистого песка и гравия, а также дресвой и щебнем в основании. Под ней залегает толща разнозернистых (преимущественно крупно-грубозернистых) песков с гравием и галькой, из которой была отобрана серия образцов на люминесцентное датирование. В основании разреза – плотные красно-кирпичные глины пермского возраста.

Уровень 7 – 8 м над урезом имеет особенности в морфологии: прибровочная часть значительно (до 10 – 15 м) приподнята относительно основной заболоченной поверхности ступени за счёт вдольбереговой дюны. Скважина, вскрывшая геологическое строение, была пробурена на границе дюны и болота. Под двухметровой толщей эоловых песков вскрыт прослой торфа и оторфованного суглинка, из которого были отобраны образцы на радиоуглеродное датирование. Ниже (до 15 м) залегает пачка тонкозернистых песков с прослоями алеврита, в основании пачки – более крупные пески с гравием. На глубине 15 – 17 м залегают мелко- тонкозернистые пески, под ними – толща разнозернистых песков (от средне- до грубо-) с гравием. Количество обломочного материала сильно возрастает с глубины 22 м. Коренные пермские породы, представленные красно-кирпичными плотными глинами, вскрыты на глубине 28.5 м.

Выше 60 м абс. наблюдается пологонаклонная поверхность, повышающаяся к югу. С поверхности залегают тяжёлые суглинки, с большим количеством валунного материала размером до метра – ледниковые отложения (морена).

Обсуждение результатов. Сопоставление полученных новых данных с ранее опубликованными материалами позволило соотнести наиболее низкую гипсометрическую ступень с поймой р. Вычегды. Мощность аллювия поймы – порядка 10 м, он отличается пёстрым суглинисто-песчаным литологическим составом.

Уровень 7 – 10 м над урезом отнесён к т.н. «болотной» террасе – по характерной ландшафтной особенности ступени. Уточнено геологическое строение этого уровня, зафиксировано положение подошвы аллювия террасы: его мощность составляет порядка 10 м. Строение разреза террасы сходно с ранее опубликованными разрезами «Размановка», «Межег» (см. рис. 2, вверху), «Шардынь», «Гусиха», «Кивер» [*Zaretskaya et al., 2020, 2024; Panin et al., 2025*]. По профилю Межег – Мадмас видно, что верхняя часть разреза террасы может быть вариативна – где-то аллювий не перекрыт торфом, где-то присутствует маломощный эоловый покров. Исходя из ранее опубликованных данных, время формирования террасы оценивается рубежом позднего неоплейстоцена и голоцена. Торфонакопление началось в первой половине голоцена, о чём свидетельствует дата из основания покровного торфяника 7230±50 тыс. л.н. {8040 – 7970 кал. л.н.} (ГИН-15694).

Более высокие террасовые уровни выделены не так однозначно. Ступень ~15 м над урезом рассматривается нами как «боровая» терраса, описанная ранее в обнажениях «Седкыркещ» и «Кэччойяг» [*Zaretskaya et al., 2024; Panin et al., 2025*]. Однако в окрестностях п. Мадмас она располагается на значительном расстоянии от русла и, вероятно, поэтому лишена мощного покрова эоловых отложений, который встречается в береговых обнажениях р. Вычегды. Для неизменённой хозяйственной деятельностью человека поверхности этой террасы также характерен эоловый рельеф – здесь распространены и дюны, и отдельные холмы, что даёт нам уверенность в нашем сопоставлении. Проведённые буровые работы позволили оценить мощность аллювия террасы – подошва его располагается примерно на уровне современного уреза р. Вычегды и хорошо фиксируется по смене литологических разностей. Ранее установленный возраст террасы соответствует второй изотопной стадии (МИС 2) [*Panin et al., 2025*], отобранные образцы позволят подтвердить (или опровергнуть) этот возраст и сделают нашу корреляцию более убедительной.

Буровые работы позволили выявить толщу, представленную преимущественно разнозернистыми песками с обломочным материалом, которая прослеживается как под поймой, так и под двумя низкими террасами. Мощность этой толщи выдержана и составляет порядка 10 – 12 м. Мы предполагаем, что это погребённый, более древний врез р. Вычегды, и оцениваем время его существования (методом возрастных рубежей) началом – серединой позднего плейстоцена. Более точный возраст станет известен после получения результатов люминесцентного датирования – отобраны несколько серий образцов на обоих профилях. Этот врез ранее нами был обнаружен лишь в скважине около разреза «Гусиха» [*Zaretskaya et al., 2020; Panin et al., 2025*], что позволяет проследить его положение на значительном протяжении р. Вычегды.

Уровень ~20 м над урезом, выявленный по профилю Межег – Мадмас, предполагается сопоставить с высокой террасой р. Вычегды поздневычегодского (МИС 6) возраста. Морфология террасы и строение её разреза в целом сходно с ранее известными обнажениями «Гам» и «Запань Яренга» [*Баранов и др. 2024; Panin et al., 2025*]. Плохая морфологическая выраженность тылового шва террасы отмечалась и ранее, как для долины самой Вычегды [*Баранов и др. 2024*], так и, например, для долины р. Волги [*Баранов, 2021, 2022*].

Более высокие поверхности отнесены нами к междуречным пространствам с выраженным ледниковым и водно-ледниковым рельефом. Линейно-вытянутая форма, на поверхности которой пробурена скважина V25-14, вероятно является озом вычегодского (МИС 6) возраста, который наследует повышение дочетвертичного рельефа. Литологические особенности песчаной толщи – пылеватость, неоднородность, наличие крупных (в том числе неокатанных) обломков – явно свидетельствует о её водно-ледниковом происхождении.

Выводы. Таким образом, итогом полевых работ 2025 года в долине р. Вычегды стало уточнение морфологии и геологического строения низких террас (в частности,

установление мощности аллювия), установление погребенного вреза, а также деталей флювиального и водно-ледникового рельефа поздневычегодского (МИС 6) возраста.

Благодарности. Исследование проводится при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 22-17-00259п). Коллектив авторов сердечно благодарит к.и.н. В.Н. Карманова (ИЯЛИ КомиНЦ УрО РАН), а также администрацию сельского поселения «Мадмас» и администрацию муниципального образования «Урдомское» за всевозможное содействие в ходе экспедиции.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов Д.В. Геоморфология долины верхней Волги: история изучения и состояние проблемы (ст. 1. Валдайская возвышенность) // Геоморфология. 2021. Т. 52. №4. С. 3–14. doi: 10.31857/S0435428121040039

Баранов Д.В. Геоморфология долины Верхней Волги: история изучения и состояние проблемы (ст. 2. Верхневолжская низина) // Геоморфология. 2022. Т. 53. №1. С. 35–48. doi: 10.31857/S0435428122010047

Баранов Д.В. Развитие речных долин в приледниковой области юго-восточного сектора поздневалдайского ледникового щита. Дисс. … канд. геогр. наук. М.: Институт географии РАН. 287 с.

Баранов Д.В., Качалов А.Ю., Украинцев В.Ю., Власов М.В., Королёв В.В., Панин А.В. Геолого-геоморфологическое строение правобережья реки Вычегды в окрестностях села Гам // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и северо-запада России. 2024. Вып. 11. С. 28–32. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-28-32

Лавров А.С. Верхнеплейстоценовые долинные озера в бассейнах Печоры, Вычегды и Мезени // Известия ВГО. 1969. Т. 100. Вып. 2. С. 146–151.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Аэрогеология, 2005. 221 с.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). Можайск: МПК, 2012, 191 с.

Потапенко Л.М. Строение и условия формирования террас бассейна р. Вычегды // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 1971. № 3. С. 97–104.

Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М.: Высшая школа. 1970. 456 с.

Lysså A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D., Murray A.S., Subetto D.A., Van Welden A. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vychegda region in northwestern Russia // Boreas. 2014. Vol. 43. Is. 4. P. 759–779. doi: 10.1111/bor.12080

Neal J., Hawker L. FABDEM V1-2, 2023. doi: 10.5523/bris.s5hqmjcdj8yo2ibzi9b4ew3sn

Panin A., Zaretskaya N., Baranov D., Utkina A., Kurbanov R. Late Quaternary architecture of the lower Vychegda valley, northern European Russia: Insights into landscape dynamics at the eastern margin of the last Scandinavian ice sheet // Earth Surface Processes and Landforms. 2025. Vol. 50. Is. 14. e70202. doi: 10.1002/esp.70202

Zaretskaya N., Panin A., Molod'kov A., Trofimova S., Simakova A., Baranov D. Pleistocene stratigraphy of the Vychegda River basin, European North-East // Quaternary International. 2020. Vol. 546. P. 185–195. doi: 10.1016/j.quaint.2019.09.020

Zaretskaya N., Panin A., Utkina A., Baranov D. Aeolian sedimentation in the Vychegda River valley, North-Eastern Europe, during MIS 2–1 // Quaternary International. 2024. Vol. 686 – 687. P. 83–98. doi: 10.1016/j.quaint.2023.05.022

NOT ALONG, BUT ACROSS: RESULTS OF GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL 2025 FIELDWORK IN THE VYCHEGDA RIVER VALLEY

Baranov D.V.[1]., Zaretskaya N.E.[1], Kachalov A.Yu.[1], Desinov V.L.[2], Shukhvostov R.S.[1,3], Panin A.V.[1]

[1]Institute of Geography RAS, Moscow, Russia
[2]ARS Communications Ltd, Moscow, Russia
[3]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

During the 2025 field research, we conducted geological and geomorphological drilling on two sections across the Vychegda River valley: Mezheg – Madmas (Komi Republic) and Kharitonovo – Zalupia (Arkhangelsk Region). We identified floodplain, ‘swamp’ (first), ‘forest’ (second) and high (third) terraces. We established that the thickness of the alluvial deposits on the terraces is about 10 m. We recorded a buried incision under the floodplain and low terraces, the existence of which is estimated to date back to the beginning to the middle of the Late Pleistocene. Samples for radiocarbon and luminescence dating were taken from the alluvium of the terraces, the buried incision, and the glaciofluvial sections of the interfluve, which will allow us to refine the age of the terraces and determine the age of the buried incision.

Keywords: *alluvium, floodplain, terrace, river valley, Middle and Late Pleistocene, radiocarbon and luminescence dating*

REFERENCES:

Baranov D.V. Geomorphology of the upper Volga River valley: study history and state of the problem (Paper 1. The Valdai Hills) // Geomorfologiya. 2021. Vol. 52. No 4. P. 3–14. doi: 10.31857/s0435428121040039

Baranov D.V. Geomorphology of the Upper Volga River valley: study history and state of the problem (Paper 2. The Upper Volga Lowland) // Geomorfologiya. 2022. Vol. 53. No 1. P. 35–48. doi: 10.31857/S0435428122010047

Baranov D.V. Evolution of river valleys in the periglacial zone of the southeastern sector of the Late Valdai ice sheet. PhD dissertation (geography). Moscow: Institute of Geography RAS. 287 p.

Baranov D.V., Kachalov A.Yu., Ukraintsev V.Yu., Vlasov M.V., Korolev V.V., Panin A.V. Geological and geomorphological structure of the Vychegda river right bank near Gam, Komi Republic // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2024. Is. 11. P. 28–32. doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-28-32

Lavrov A.S. The Upper Pleistocene lakes in the valleys of Pechora, Vychegda and Mezen. // Izvestiya VGO. 1968. Vol. 100. Is. 2. P. 146–151.

Lavrov A.S., Potapenko L.M. Neopleistocene of the North-East of the Russian Plain. Moscow: Aerogeologiya, 2005. 221 p.

Lavrov A.S., Potapenko L.M. Neopleistocene of the Pechora Lowland and Western Pritimanye (stratigraphy, paleogeography, chronology). Mozhaisk: MPK, 2012, 191 p.

Lysså A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D., Murray A.S., Subetto D.A., Van Welden A. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vychegda region in northwestern Russia // Boreas. 2014. Vol. 43. Is. 4. P. 759–779. doi: 10.1111/bor.12080

Neal J., Hawker L. FABDEM V1-2, 2023. doi: 10.5523/bris.s5hqmjcdj8yo2ibzi9b4ew3sn

Panin A., Zaretskaya N., Baranov D., Utkina A., Kurbanov R. Late Quaternary architecture of the lower Vychegda valley, northern European Russia: Insights into landscape dynamics at the eastern margin of the last Scandinavian ice sheet // Earth Surface Processes and Landforms. 2025. Vol. 50. Is. 14. e70202. doi: 10.1002/esp.70202

Potapenko L.M. The structure and the conditions of forming of the Vychegda River basin terraces // Moscow University Bulletin. Series 5, Geography. 1971. № 3. P. 97–104.

Spiridonov A.I. Fundamentals of the general methodology of field geomorphological research and geomorphological mapping. Moscow: Vysshaya Shkola, 1970. 456 p.

Zaretskaya N., Panin A., Molod'kov A., Trofimova S., Simakova A., Baranov D. Pleistocene stratigraphy of the Vychegda River basin, European North-East // Quaternary International. 2020. Vol. 546. P. 185–195. doi: 10.1016/j.quaint.2019.09.020

Zaretskaya N., Panin A., Utkina A., Baranov D. Aeolian sedimentation in the Vychegda River valley, North-Eastern Europe, during MIS 2–1 // Quaternary International. 2024. Vol. 686 – 687. P. 83–98. doi: 10.1016/j.quaint.2023.05.022

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-411-418

«ЦАРИЦЫНА ГОРА»: РЕЛЬЕФ, ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПРИРОДНЫЕ И ИСТОРИКО-КУЛЬТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ (ПОС. ШАПКИ, ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

✉ *Бартова А.В.[1], Бондарев А.Н.[2]*

[1]ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург, Россия
[2]ООО «ФундаментГеоПроект», Санкт-Петербург, Россия
✉ *arina_bartova@mail.ru*

Подготовлено предложение о создании Особо Охраняемых Природных Территорий (ООПТ) «Царицына Гора» для одного из красивейших мест Ленинградской области – района поселка Шапки. Территория представляет собой неповторимый природный и историко-культурный комплекс, включающий уникальный по степени выраженности для южной части Ленинградской области рельеф ледникового происхождения – живописные холмистые ландшафты с озёрами и ручьями, участками разновозрастных сосновых, еловых и смешанных лесов (в том числе с широколиственными породами деревьев), удивительные природные объекты, археологические памятники и претендует одновременно на статусы геоморфологического, ботанического и историко-культурного памятника.

Ключевые слова: *рельеф, валдайское оледенение, камы, моренные гряды, четвертичные образования, Ленинградская область, посёлок Шапки, ООПТ, памятник природы, геоморфологический памятник, ботанический памятник, археологический памятник*

Подготовлено предложение создания ООПТ «Царицына Гора» в одном из красивейших мест Ленинградской области, расположенном на территории Тосненского муниципального района (Нурминское и Шапкинское сельские поселения) (рис. 1). Площадь этой территории составляет 9 км^2 (900Га), и среди ООПТ Ленинградской области со статусом регионального значения входит в категорию, скорее, мелких, сравнима по площади с заказником «Линдуловская роща» (10,03 км^2) и комплексным памятником природы «Истоки реки Оредеж в урочище Донцо» (9,5 км^2).

Эта территория представляет собой неповторимый природный и историко-культурный комплекс, включающий уникальный по степени выраженности для южной части Ленинградской области рельеф ледникового происхождения – живописные холмистые ландшафты с озёрами и ручьями, участками разновозрастных сосновых, еловых и смешанных лесов (в том числе с широколиственными породами деревьев), природные и рукотворные объекты, представляющие научную, историко-культурную и эстетическую ценность: крупное, вероятно, многовековое дерево (предварительное определение – полиплоидная осина) – местная достопримечательность «Царь-дерево», еловая аллея конца XIX – начала XX века, посадки кедровой сосны, сохранившиеся с советского времени, согласно исследованиям археологов и историков здесь обнаружены остатки древних построек (Покровский храм бывш. с. Горы, конец 15 века) и более древних захоронений, древние курганы и могильники – часть этих объектов уже включена в ЕГРН ОКН, для части готовится обоснование; по местным легендам, здесь может быть захоронение одной из жён или невестки Ивана Грозного. По этой территории проходят трассы уникального лыжного маршрута «Лыжная Стрела», пешие и велопоходы, организуются прогулки к живописным озёрам — Горскому, Большому Юрсельскому, Макарскому и др., регулярно проводятся соревнования по спортивному ориентированию и рогейнам.

«Царицына Гора» – один из наиболее легко доступных эко-маршрутов Ленинградской области. Начало маршрутов возможно непосредственно от железнодорожной станции «Шапки» либо от посёлка Кирсино. До посёлка Шапки из

Санкт Петербурга можно добраться на электричке «Санкт-Петербург-Шапки», а также по автомобильным дорогам через Мурманское и Московское шоссе, дорога занимает в районе 1,5 часов; из Тосно и близлежащих посёлков дополнительно к электричке – на рейсовом автобусе Тосно-Надино. До деревни Кирсино можно доехать на личном автомобиле или на рейсовом автобусе Кировск-Кирсино. Протяжённость маршрутов ориентировочно от 5 до 25-30 км.

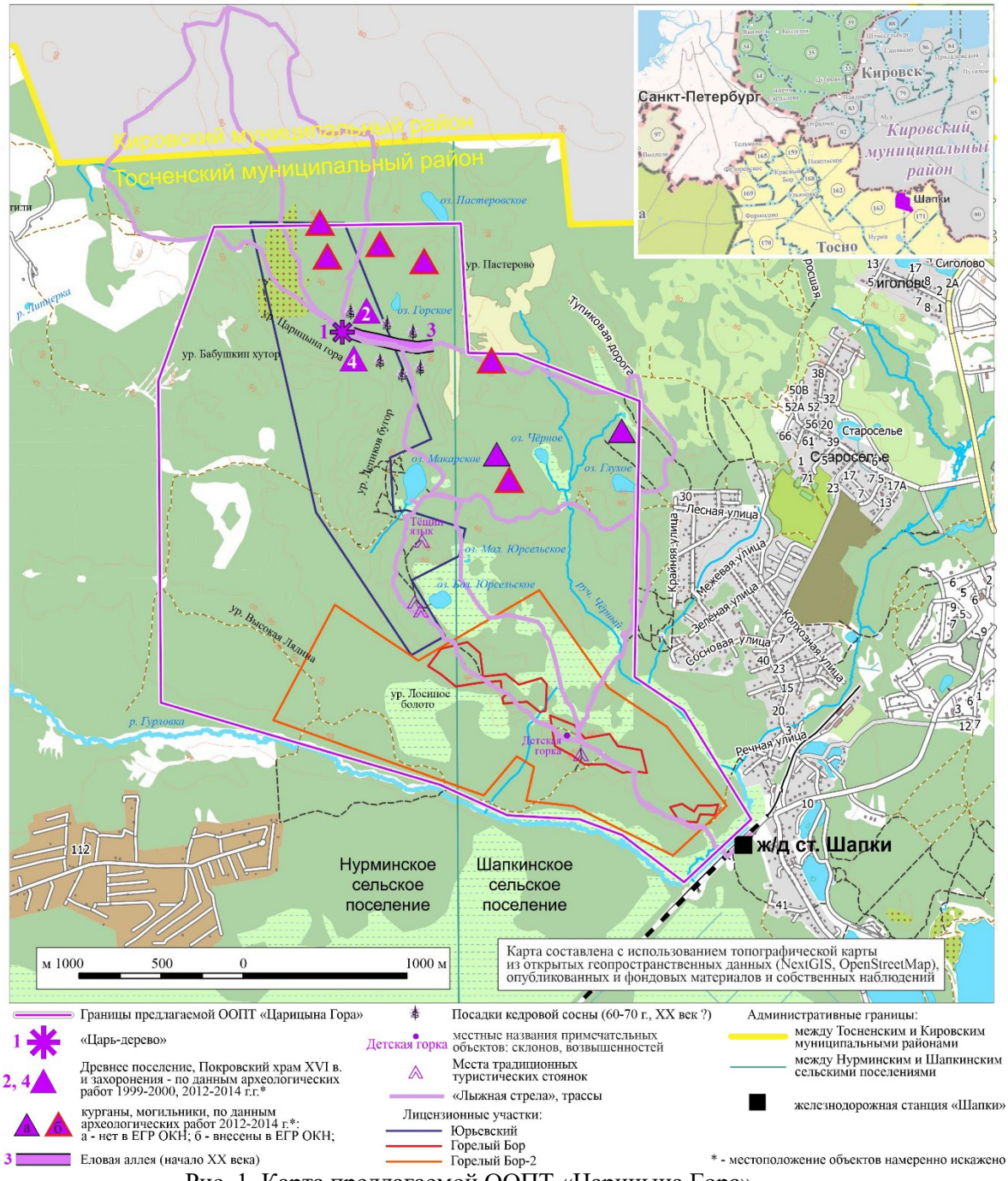


Рис. 1. Карта предлагаемой ООПТ «Царицына Гора».

Рельеф территории в геологической литературе известен как «Шапки-Кирсинский камовый массив», однако если разбираться детальнее, представляет собой сложное сочетание камовых и моренных гряд и холмов, заболоченных понижений между ними. Такие формы рельефа, характерные больше для северных районов Ленинградской области, здесь образуют уникальный комплекс ледникового происхождения, резко выделяющийся на фоне окружающих низменных равнин.

Шапки-Кирсинский камовый массив состоит из группы холмов, расположенных между деревней Кирсино и поселком Шапки. Холмы имеют куполообразную либо вытянутую с северо-запада на юго-восток форму. Крупнейшие из них – урочище Царицына гора (абс. отм. 86,8 – 92,5 м), Лепиков бугор (абс. отм. 84,2 м), Высокая Лядина (абс. отм. 54,7 м), Бабушкин хутор. Наибольшая абсолютная отметка территории находится в северной части возвышенности Урочище Царицына гора – 92,5 м, и является одной из самых возвышенных точек Тосненского района. Склоны возвышенностей крутые, крутизна меняется от 15-20°до 45-50°, относительные превышения составляют от 5 до более 30 м. На западной границе Шапкинско-Кирсинского камового массива в рельефе отчётливо выражен абразионный уступ значительной крутизны (до 50°) и высотой до 20 м.

Возвышенности сложены ледниковыми (валунные суглинки и глины) и озёрно-ледниковыми (пески, супеси) отложениями лужской стадии Валдайского оледенения [*Геологическая…, 1986*] и сформировались в результате отступания ледника около 20 тыс. лет назад. Между возвышенностями расположены плоские понижения с развитыми в их пределах болотами (Лосиный мох и др.) и/или небольшими озёрами (Горское, Большое и Малое Юрсельские, Макарское, и др.).

Такое сочетание ледниковых форм рельефа — резко расчленённый моренно-камовый комплекс, окружённый заболоченными понижениями и озёрами — встречается на юге Ленинградской области крайне редко и делает ландшафт Царицыной горы уникальным геоморфологическим образованием юга региона, представляющим значительную научную, природоохранную и рекреационную ценность и претендует на присвоение статуса **геоморфологического памятника.** О необходимости охраны от разработок этих уникальных форм рельефа указывалось в книге [*Хазанович, 1982*], посвящённой геологическим памятникам Ленинградской области.

Согласно [*Геологическая…, 1986*] и (Мокриенко, 1962), на описываемой территории на дневную поверхность выходят исключительно рыхлые четвертичные образования: ледниковые и озёрно-ледниковые отложения лужской стадии валдайского оледенения (четвёртая ступень верхнего неоплейстоцена), голоценовые аллювиальные, озёрно-болотные и болотные отложения.

Ледниковые отложения (морена) распространены в северной части территории, где слагают грядообразные возвышенности урочище Царицына гора, Бабушкин Хутор, Лепиков бугор, а также на юго-западе площади – протягивающуюся вдоль русла реки Гурловка возвышенность Высокая Лядина. Основная морена представлена валунными суглинками с прослоями и линзами глин, супесей и песков, редко встречаются валунные глины. Валунные суглинки, как правило, серые, темно-серые, зеленовато-серые, но встречаются коричневато-серые и буровато-коричневые со значительным количеством (до 35%) гравия, гальки и валунов кристаллических и осадочных пород. Среди включений преобладают валуны кристаллических пород, количество их иногда достигает 99% от общего количества. Морена залегает на породах среднего девона, мощность её от 0,5 м до 18,0 м.

Озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения слагают цепочку камовых холмов, протягивающуюся от возвышенности Лепиков Бугор в юго-восточном направлении до долины реки Гурловка в районе ж/д станции Шапки, вероятно и возвышенности в восточной части площади – к северу от озера Малое Юрсельское и вокруг озера Глухое. Отложения характеризуются пёстрым литологическим составом, свидетельствующем о частом изменении условий осадконакопления, линзообразным залеганием слоев, косой, перекрестной и горизонтальной слоистостью. Представлены, в основном, песками различной зернистости, от тонко- до крупнозернистых, гравелистых, содержат гравий, гальку и валуны интрузивных и осадочных пород от 1-2% до 50%, в песках встречаются прослои и линзы супесей и суглинков мощностью от 2-3 см до 0,5 м,

иногда достигающие 10 м. Залегают, как правило, на ледниковых отложениях или на участках, где морена размыта – на девонских породах.

Мощность озёрно-ледниковых отложений в этом районе в целом - от первых до 20 и более метров. Из-за отсутствия бурения, мощность отложений в пределах территории предлагаемой ООПТ оценивается по высоте камовых холмов и гряд, то есть ориентировочно от первых до 10-12 м в южной части и до 18-20 – в средней и северной.

К камовым возвышенностям приурочены месторождения строительного песка, в пределах площади ООПТ расположены три из них: Царицынское, Юрсельское и Горелый Бор. Месторождения не разрабатываются.

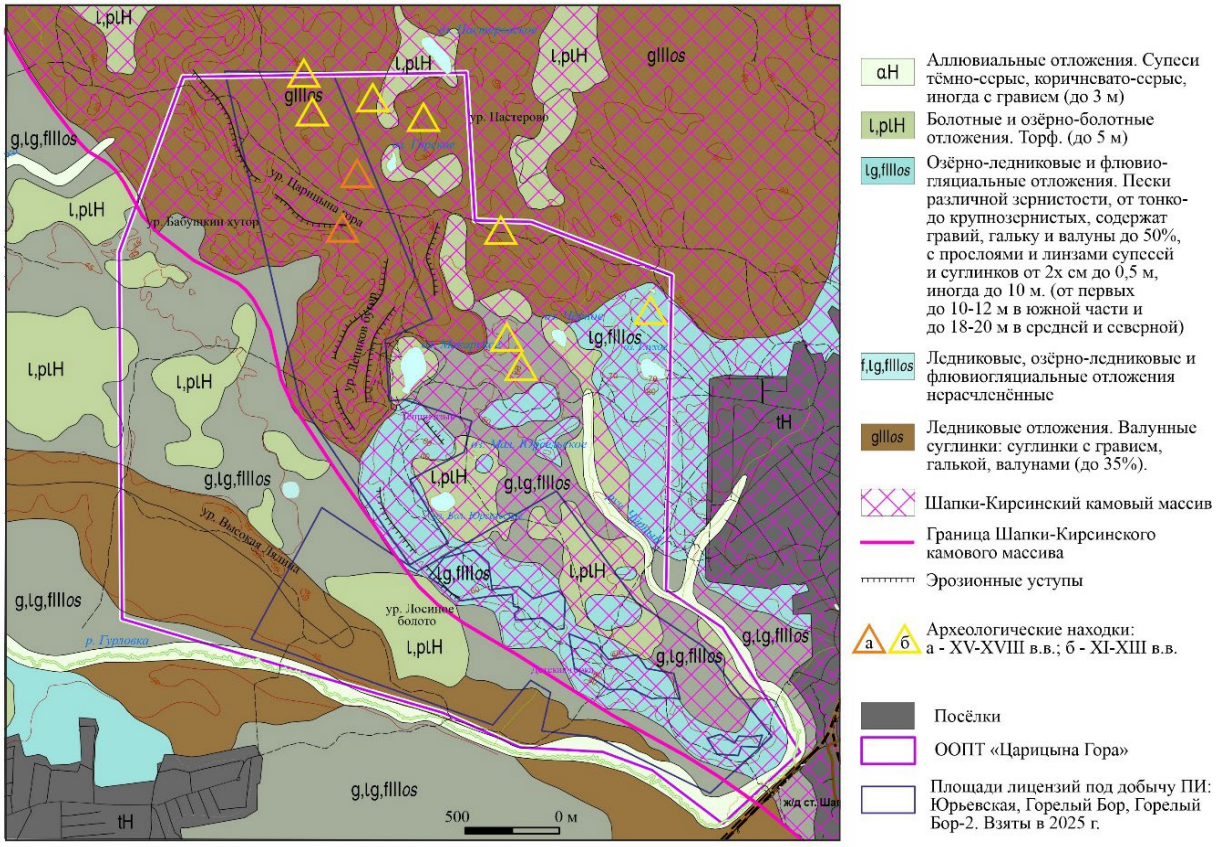


Рис. 2. Схема распространения четвертичных образований.

Аллювиальные отложения слагают небольшие участки поймы и первой надпойменной террасы по реке Гурловка, на мелких реках и ручьях (Чёрный и др.), развит русловой аллювий. На реке Гурловка аллювий представлен супесями - тёмно-серыми, коричневато-серыми, иногда с гравием. Мощность – первые метры.

Болотные отложения сформированы в пределах всех понижений между моренными и камовыми возвышенностями. Представлены торфами. Подстилаются песками и суглинками, реже супесями. Все болота сильно обводнены, грунтовые воды везде выходят на поверхность.Мощность болотных отложений – от 0,5 до 5 м.

Предлагаемая ООПТ расположена в зоне лесов, относящихся к классу защитных. В зависимости от субстрата растительность представлена разновозрастными хвойными и смешанными (с присутствием широколиственных) лесами, болотными сообществами. Возвышенность Царицына гора, сложенная преимущественно валунными суглинками и глинами, характеризуется смешанной растительностью: древесные – хвойные (дикорастущая ель, культурные посадки кедровой сосны, сохранившиеся с советского времени), мелко- и широколиственные породы (осина, клён, орешник, дуб, берёза и др.). Возвышенности от долины реки Гурловка и до урочища Царицына Гора сложены, в основном, песками с гальками, и растительность здесь – типична для лесов Карельского

перешейка, нежели для юга Ленинградской области: сосны высотой до 25 м, на отдельных участках невысокие (до 15 м) ели, среди кустарничков – вереск, брусника, черника. В заболоченных понижениях из древесных – чахлые сосны и в меньшем количестве берёзы; кустарнички - клюква, брусника, багульник и др; различные травянистые растения - осоки, морошка и др.) и мхи; на озере Макарское – жёлтая кувшинка.



Рис. 3. Камовые и болотные ландшафты в окрестностях озёр Малое Юрсельское (вверху) и Большое Юрсельское (внизу). Фотографии предоставил И. Щёголев.

В северной части территории «Царицына Гора», в районе одноимённого урочища, расположено множество природных и историко-культурных объектов: *Царь-дерево* (рис. 1, 4) – крупное, вероятно, многовековое дерево (предварительное определение – полиплоидная осина), высотой более 30 м и с диаметром ствола около 2-х метров (окружность – 6 м) и оно может рассматриваться как ботанический памятник. От Царь-дерева в сторону деревни Староселье протягивается фрагментами (в целом около 500 м) старинная еловая аллея, посаженная в конце 19 – начале 20 века. На вершине и склонах Урочище Царицына Гора сохранились с советского времени посадки сибирской кедровой сосны.



Рис. 4. Царь-дерево (предварительное определение – полиплоидная осина).

В 1999-2000 гг. на месте бывшего с. Горы были проведены археологические исследования. Вблизи «Царь-дерева» обнаружены остатки предположительно церкви Покрова Богородицы, датируемой до 1504–1505 гг. и двух более ранних захоронений [*Антипов, 2009*, *https://adrianselin.narod.ru*] (Селин, 2000). В результате работ 2012 года (Схема территориального… 2012) описаны древние курганы и могильники, часть из них внесена в ЕГР ОКН.

До XVIII века на возвышенности Царицына гора располагался женский Успенский монастырь, в правление Екатерины II он был упразднен. По легендам, кирпич из этого монастыря использовался для строительства церкви в посёлке Шапки. Также есть легенда, что здесь была захоронена одна из жен Ивана Грозного либо его невестка [*www.sablino.ru, https://ladoga-news.ru, Киселева, 2006*].

«Царицына Гора» активно используется жителями региона для физкультурно-оздоровительной и спортивной деятельности. Здесь проходит одна из трасс традиционного лыжного маршрута «Лыжная стрела» (рис. 1), организуются прогулки, пешие и велопоходы, регулярно проводятся соревнования по спортивному ориентированию и рогейнам.

В 2025 году в пределах площади, предлагаемой нами для создания ООПТ взяты лицензии под добычу песка «Юрьевское» и «Горелый Бор» и для геологического изучения с перспективой дальнейшей разработки – «Горелый Бор-2». Понимая необходимость строительных материалов для строительства высокоскоростной железнодорожной

магистрали, сделав даже предварительный анализ территории, считаем, что объёмы возможной добычи песка в пределах этих лицензионных участков ничтожно малы в сравнении с наносимым вредом в случае их разработки: нарушение целостности единой природно-ландшафтной системы, разрушение уникального камового рельефа, уничтожение уникальных природных и историко-культурных объектов и рельефа.

Цель создания ООПТ «Царицына Гора»: сохранение этой территории – уникального сочетания объектов природы, истории и культуры – от уничтожения вырубками и превращения в карьеры по добыче строительных материалов. Предварительно на инициативу создания здесь ООПТ есть одобрение от дирекции ООПТ Ленинградской области и договорённость с РГО о выступлении с докладом на заседании Природоохранительной комиссией Ленинградского областного отделения РГО в конце февраля-начале марта 2026 года.

Авторы выражают огромную искреннюю благодарность И. В. Антипову за активное участие в подготовке документов для обоснования предложения ООПТ «Царицына Гора», поддержку, консультации и литературу по археологическим исследованиям описываемого района, А. В. Никольскому – организатору «Лыжной стрелы» на Шапкинском направлении – за участие и консультации о природных особенностях и проводимых здесь спортивных мероприятиях; а также большому количеству людей, поддержавших инициативу и участвующих на всех этапах подготовки материалов обоснования, часть из которых представлена на этих страницах.

ЛИТЕРАТУРА

Антипов И.В. Новгородская архитектура времени архиепископов Евфимия II и Ионы Отенского М.: «Индрик», 2009. 368 с.

Геологическая и гидрогеологическая карты СССР масштаба 1:200 000. Серия Ильменская. Лист О-36-II. Авторы И. С. Недригайлова, Т. Н. Соколова, В.С. Саванин. Москва, 1986

Киселева Т., Маврина О. В сельце Дворцовом в Шапках. Краеведческие записки. Нестор-История, 2006. 351 с.

Хазанович К.К. Геологические памятники Ленинградской области. Л.: Лениздат, 1982. 79 с.

https://adrianselin.narod.ru/seminar/10_03_01/selin.htm

https://adrianselin.narod.ru/shapki.htm#tree

https://www.forum.aroundspb.ru/index.php?t=tree&th=13406&goto=136101

https://ladoga-news.ru/news?id=10298

https://www.sablino.ru/tosn/shap_4.htm

TSARITSYNA GORA: LANDFORM, GEOLOGICAL STRUCTURE, NATURAL AND HISTORICAL-CULTURAL FEATURES (SHAPKI VILLAGE, LENINGRAD REGION)

Bartova A.V.[1], Bondarev A.N.[2]

[1]Karpinsky Institute, St. Petersburg, Russia
[2]FundamentGeoProekt LLC, St. Petersburg, Russia

A proposal has been prepared for the creation of the Tsaritsyna Gora protected area for one of the most beautiful places in the Leningrad Region, the village district. Hats. The territory is a unique natural and historical and cultural complex, including a glacial relief unique in the southern part of the Leningrad region - picturesque hilly landscapes with lakes and streams, areas of mixed pine, spruce and mixed forests (including broad–leaved trees), amazing natural sites, archaeological sites and claims at the same time the status of a geomorphological, botanical, and historical-cultural monument.

Keywords: *landform, Valdai glaciation, Kama mountains, moraine ridges, quaternary, Leningrad region, Shapki settlement, protected area, natural monument, geomorphological monument, botanical monument, archaeological monument*

REFERENCES:

Antipov I.V. Novgorod architecture of the time of Archbishops Euphemia II and Jonah of Otensky, Moscow: Indrik, 2009, 368 p. (in Russian).

Geological and hydrogeological maps of the USSR on a scale of 1:200,000. Ilmenskaya series. Sheet O-36-II. Authors I. S. Nedrigailova, T. N. Sokolova, V.S. Savanin. Moscow, 1986

Kiseleva T., Mavrina O. In the village of Dvortsovoe in Hats. Local history notes. Nestor-History, 2006. 351 p. (in Russian).

Khazanovich K.K. Geological monuments of the Leningrad region. Leningrad: Lenizdat, 1982. 79 p. (in Russian).

https://adrianselin.narod.ru/seminar/10_03_01/selin.htm

https://adrianselin.narod.ru/shapki.htm#tree

https://www.forum.aroundspb.ru/index.php?t=tree&th=13406&goto=136101

https://ladoga-news.ru/news?id=10298

https://www.sablino.ru/tosn/shap_4.htm

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-419-428

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КОНУСАХ РАЗРУШЕНИЯ В ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

✉ *Болтрамович С.Ф., Рубинов Л.Б.*

СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
✉ *s.boltramovich@spbu.ru*

Конусы разрушения (shatter cones) являются признаком ударного метаморфизма и обычно рассматриваются в контексте импактных (метеоритных) структур. Однако они могут образоваться и другим путем. В последние годы очень похожие образования на валунах гранита рапакиви, общим числом более ста, были описаны в разных местах Ленинградской области: на о. Мощный (Внешние острова Финского залива), на берегу Финского залива в поселке Форт Красная Горка, на берегу Сайменского канала (северная окраина Выборга) и по берегам проток между озерами севернее поселка Вещево. Проведен первичный статистический анализ обнаруженных структур и выдвинуты гипотезы их происхождения. Наиболее вероятен ударный генезис за счет перемещения валунов вниз по склону или в сильном водном потоке. Эксперимент показал, что конусы разрушения на валунах рапакиви могут образоваться и при сравнительно слабых ударах.

Ключевые слова: *конусы разрушения, валуны гранита рапакиви, ударный метаморфизм, гипотезы образования, Ленинградская область*

Конусами разрушения (син. конусы сотрясения, shatter cones [*Dietz 1947*]) называют конические или полуконические поверхности, вдоль которых раскалываются горные породы, подвергшиеся умеренному ударному сжатию (от 5 кбар до нескольких десятков кбар). Эти поверхности характеризуются струйчатыми веерообразно расходящимися от вершин конусов (размером от 1 см до первых м) тонкими бороздками; иногда поверхности как бы прорастают друг друга (рис. 1). Конусы разрушения являются надежным макроскопическим признаком ударного метаморфизма и служат для диагностики импактных образований. Ориентировка конусов разрушения в ряде случаев позволяет определить направление прихода ударной волны (рис. 2), однако их первичное положение обычно нарушено последующими смещениями, происходящими на поздних стадиях импактного кратерообразования [*ВСЕГЕИ Геологический словарь 2023*]. Кроме того, конусы разрушения обнаружены в связи с воронками, образовавшимися при наземных ядерных взрывах [*Bunch 1968*].

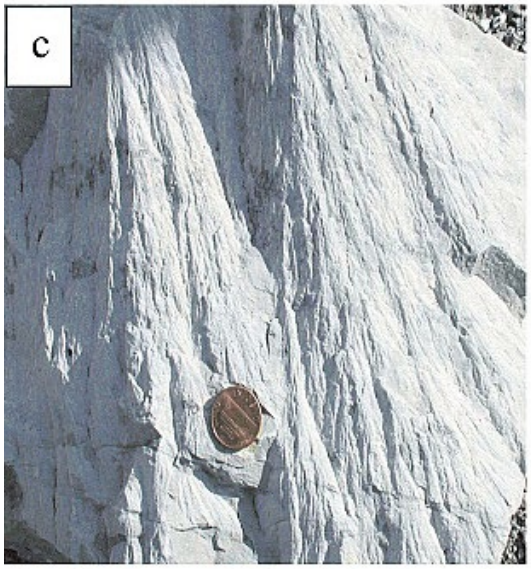


Рис 1. Конусы разрушения в доломитах [Sagy 2004]

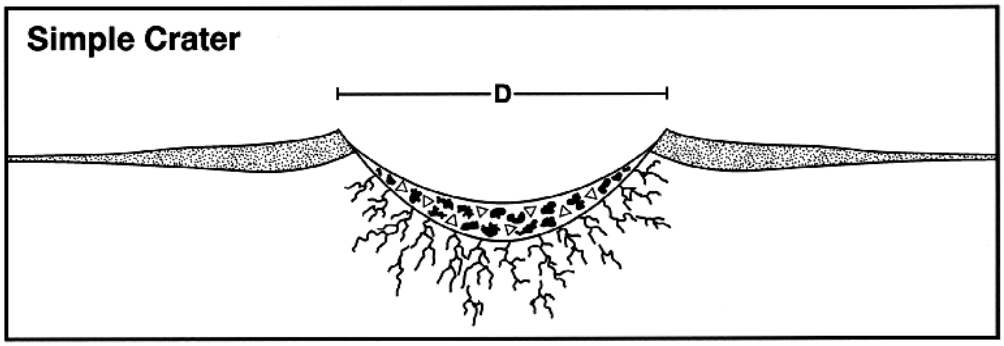


Рис. 2. Ориентировка конусов разрушения во вмещающей кратер коренной породе - по [*Kiefer 2003*].

В ходе комплексных экспедиций Русского географического общества (РГО) в пределах архипелага Внешних островов Финского залива были обнаружены объекты (рис. 3), напоминающие конусы разрушения – моренные валуны с разрушенной верхней полусферой [*Терехов 2019*]. Всего на острове Мощный было идентифицировано 14 гранитных валунов, размером от 2 до 4 м, с разрушенной верхней полусферой и несколько похожих, но менее выраженных образований на острове Гогланд [*Терехов 2019*].



Рис 3. Примеры разрушенных валунов на о. Мощный [Терехов 2019]

В 2022 г. на берегу Финского залива в поселке Форт Красная Горка нами были обнаружены разрушенные валуны гранита рапакиви, в точности повторяющие образования, найденные на острове Мощный, который находится примерно в 90 км к западу от Красной Горки (рис. 4). В 2023 г. на том же месте было проведено полевое исследование [*Болтрамович, 2023*].

В 2024-2025 гг. нами сделаны новые находки и проведены полевые исследования конусов разрушения на валунах рапакиви. Одно из новых мест находится на выборгском берегу Сайменского канала, где последний заканчивается в Выборгском заливе, то есть фактически на берегу Финского залива - как и предыдущие находки. Однако другое место обнаружения находится в глубине Карельского перешейка, на трассе бывшего Гейниокского пролива, к северу от современного поселка Вещево (рис. 4).

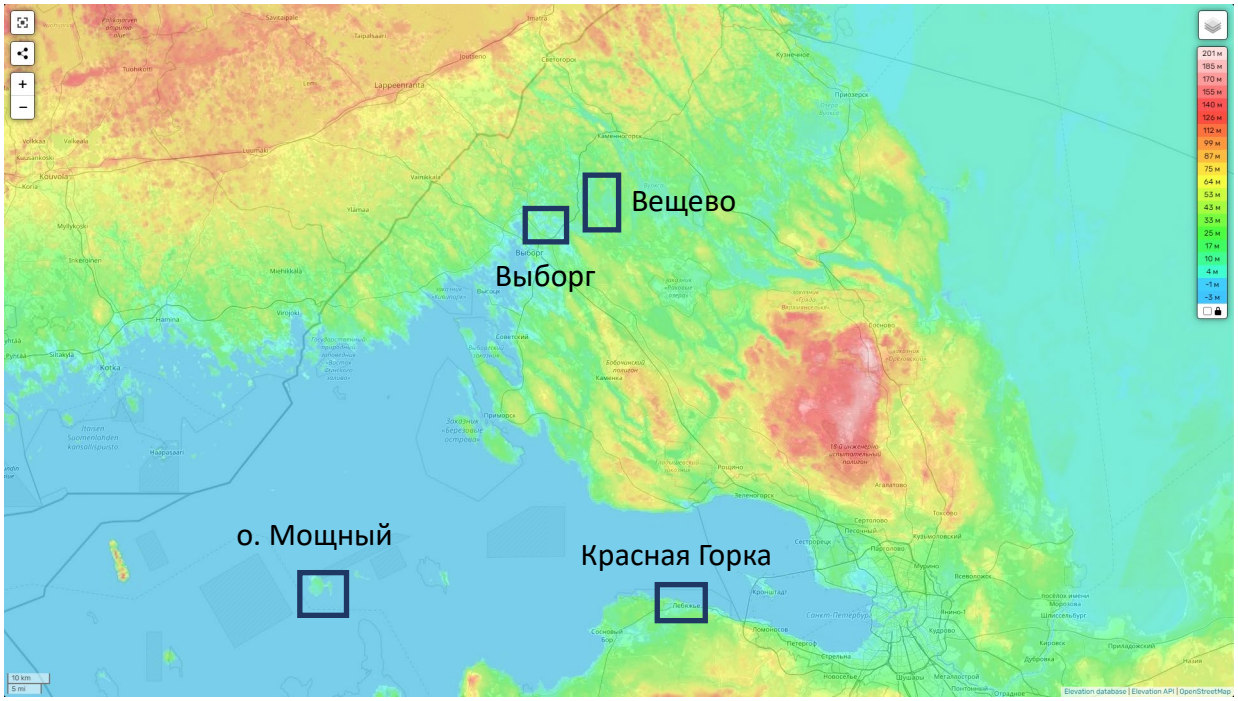


Рис. 4. Обзорная схема участков обнаружения конусов разрушения в Ленинградской области.





Рис. 5. Примеры разрушенных валунов в Красной Горке (фото С. Ф. Болтрамовича и Л. Б. Рубинова).



Рис. 6. Примеры разрушенных валунов на берегу Сайменского канала, северная окраина Выборга (фото С. Ф. Болтрамовича и Л. Б. Рубинова).



Рис. 7. Примеры разрушенных валунов в протоках севернее Вещево (фото С.Ф. Болтрамовича и Л. Б. Рубинова).

На данный момент на территории Ленинградской области в четырех местах обнаружено более ста конусов разрушения на валунах рапакиви (рис. 3, 5, 6, 7). Скорее всего, их число значительно больше, и будут найдены новые участки и экземпляры. Например, по сообщению В. Лукьяновой, на дне проток в районе озера Большое Градуевское было отмечено большое количество подобных разрушенных валунов (ею придумано образное название: «камни-хинкали»), однако авторам повторить эти находки не удалось.

Общие признаки:

- Явно выраженные конусы разрушения обнаружены пока только на валунах гранита рапакиви. Возможно, это связано с меньшей прочностью этих кристаллических пород в сравнении с другими, присутствующими в этом районе. При этом три участка находятся в пределах Выборгского массива рапакиви, а один – Красная Горка – за его пределами, но довольно близко.
- Размеры валунов с конусами разрушения варьируют от менее одного метра до трех-четырех. При этом не обнаружено связи между размером валуна и типом конуса разрушения (только верхняя полусфера или весь валун разбит трещинами). Вероятно, последнее связано с силой удара.

Накопившиеся за несколько лет данные позволяют сделать первые обобщения (Табл. 1).

Табл. 1: Сводная таблица находок конусов разрушения

Место обнаружения	Количество находок, шт.	Геоморфологическая позиция	Особенности
о. Мощный	14	Береговая зона острова, вблизи современного уреза воды	Преобладание крупных валунов, 2-4 м
Красная Горка	более 70	У подножия высокого (20-25 м) абразионного уступа, вблизи современного уреза воды	Большое скопление на коротком отрезке берега
Выборг	14	У подножия высокой (20-25 м) сельги, вблизи современного уреза воды	Сглаженные «бараньи лбы» на склонах сельги, по которым возможно скатывание валунов
Вещево	10	На днищах межсельговых ложбин, вблизи современных проток, соединяющих озера	Единичные находки (1-3 шт.) у разных проток единой водной системы на расстоянии до нескольких километров друг от друга

- Все валуны с конусами разрушения обнаружены исключительно в низах рельефа (берега Финского залива и днища ложбин). В верхах рельефа (вершины гряд и холмов) и на склонах ни одного конуса разрушения обнаружить не удалось.
- Все находки сделаны вблизи воды. Вероятно, это связано с тем, что в этих местах конусы разрушения как бы отмыты и по этой причине хорошо заметны. На удалении от воды они, по-видимому, скрыты дерниной, продуктами выветривания и т.п.

Гипотезы образования:

- Ледниковая гипотеза предполагает ударный метаморфизм вследствие падения валунов друг на друга с высокого края ледника (рис. 8). Согласно Е. Н. Терехову и А. А. Юрманову [*Терехов 2019*], это было возможно в пределах краевой части покровного ледника в Невскую стадию последнего оледенения, около 12 тыс. лет назад. Контраргумент: конусы разрушения обнаружены в нескольких местах, а высокий край таявшего ледника представляется маловероятным явлением.

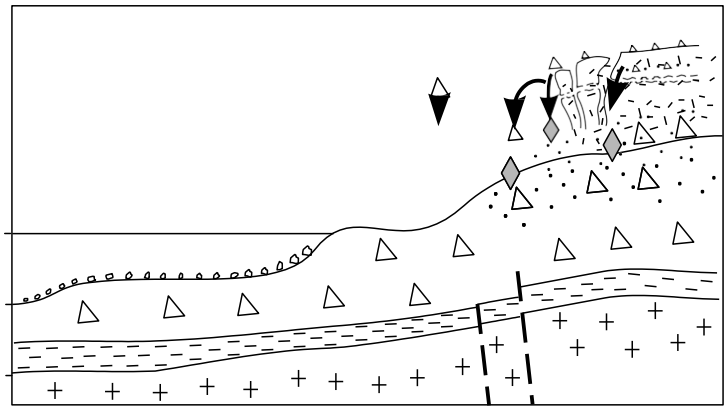


Рис 8. Модель образования разрушенных валунов в районе краевой морены ледника [Терехов 2019]

- Антропогенная (наиболее популярная гипотеза по результатам обсуждений в научном сообществе): ударный метаморфизм за счет взрывов авиационных бомб (наследие ВОВ) или при добыче камня в каменоломнях. Контраргументы: места обнаружения конусов разрушения находятся как в районах интенсивных боевых действий (особенно Красная Горка), так и там, где таковых не зафиксировано (протоки севернее Вещево). Конусы разрушения на валунах рапакиви представляют собой более редкие образования, чем могли бы быть в Ленинградской области в случае военно-взрывного происхождения. Что касается добычи камня в каменоломнях, то при этом образуются принципиально другие следы, и нет валунов.
- Метеоритная: разными авторами периодически поднимается вопрос сравнительно недавнего падения космического тела на территории Ленинградской области [*Phedotov 2025*]. Тогда можно было бы вернуться к предположению о метеоритной природе конусов разрушения. Однако приводимых аргументов в пользу возможности таких событий явно недостаточно.
- Ударная неледниковая: ударный метаморфизм проявился при соударениях валунов рапакиви, которые могли происходить, по-видимому, по-разному: при падении валунов с обрывов (рис. 9), их быстром скатывании по склонам (рис. 10), в сильном водном потоке (рис. 11).



Рис. 9. Крутой абразионный берег в Красной Горке (фото С. Ф. Болтрамовича).



Рис. 10. «Бараний лоб» на сельге, с которой могут скатываться валуны (фото С. Ф. Болтрамовича).



Рис. 11. Скопление валунов на почти горизонтальном гранитном обнажении в межсельговой ложбине – результат действия сильного потока талых ледниковых вод (?) (фото С. Ф. Болтрамовича).

На данный момент авторы придерживаются последней гипотезы и для ее подтверждения провели в 2024 г. эксперимент. В ходе эксперимента один валун рапакиви (весом менее 10 кг) подкидывался в воздух и свободно падал на другой валун, примерно вдвое крупнее. В результате на валуне-ударнике мы получили маленький конус разрушения, морфологически очень похожий на обнаруженные (рис. 12). Таким образом, показано, что для образования подобных структур достаточно не очень сильного удара.



Рис. 12. Маленький конус разрушения, полученный методом удара камня о камень.

Кроме того, на берегу Сайменского канала обнаружен экземпляр, где конус разрушения наблюдается прямо под упавшим на него сверху валуном (рис. 13).

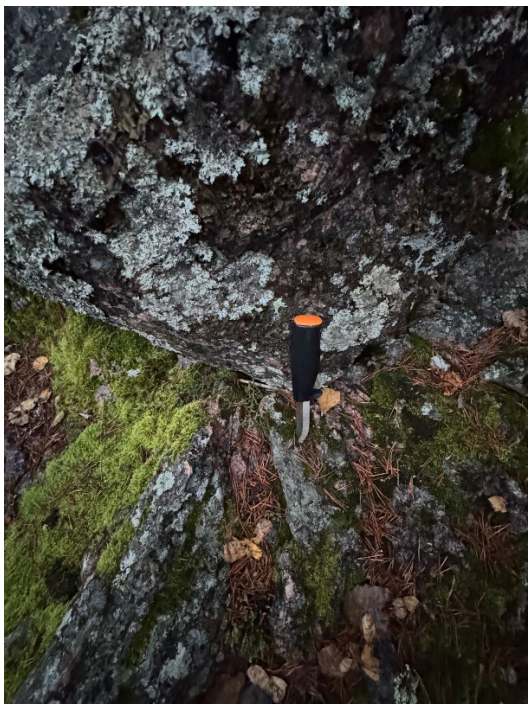


Рис. 13. Конус разрушения прямо под крупным валуном (фото Л. Б. Рубинова).

Дальнейшие шаги. Авторы намерены продолжить поиск конусов разрушения для увеличения статистической выборки. Отдельно планируется попытка определения возраста конусов разрушения на основании анализа лишайниковой растительности. Согласно Е.Н. Терехову [*Терехов 2019*], на острове Мощном возраст поселившихся на структурах разрушения лишайников определен как превышающий сто лет. Тем самым возможное военное происхождение этих поверхностей ставится под сомнение.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Т. Л. Рубиновой и Н. Л. Рубинову за содействие в ходе полевого этапа проведенного исследования.

ЛИТЕРАТУРА

Болтрамович С.Ф., Рубинов Л.Б. О структурах типа «конусы разрушения» (shatter cones) на берегу Финского залива // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2023. Выпуск 10, с. 334-340. doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-334-340

ВСЕГЕИ, Геологический словарь – Конусы разрушения: https://www.vsegei.ru/ru/public/sprav/geodictionary/article.php?ELEMENT_ID=85939 дата обращения: 11.11.2023)

Терехов Е.Н., Юрманов А.А. Необычные (ледниковые?) образования на территории Внешних островов Финского залива // Известия Русского географического общества. 2019. Т. 151. № 6. С. 81-93. doi: 10.31857/S0869-6071151681-93

Bunch T.E., Quaide W.L. Shatter cones from the Danny Boy nuclear crater, in B.M. French and N. M. Short, eds., Shock Metamorphism of Natural Materials. Baltimore: Mono Book Corp., 1968. P. 285–286.

Dietz R.S. Meteorite impact suggested by the orientation of shatter cones at the Kentland, Indiana, disturbance // Science. 1947. Vol. 105. Is. 2715. P. 42–43. doi:10.1126/science.105.2715.42

Kiefer W.S. Impact craters in the Solar System, in the Space Science Reference Guide, Second Edition, CD-ROM, Lunar and Planetary Institute. 2003.

Phedotov V.P. The depth on the thresholds of the Vuoksa bayous in different centuries // Proceedings of the I International Scientific and Practical Conference. 06-07 March 2025. “Innovative scientific forum”. Helsinki. Finland. 2025. P. 45-53

Sagy A., Fineberg J., Reches Z. Shatter cones: Branched, rapid fractures formed by shock impact // Journal of Geophysical Research. 2004. Vol. 109. Is. B10: B10209. doi: 10.1029/2004JB003016

NEW DATA ON SHATTER CONES IN THE LENINGRAD REGION

Boltramovich S.F., Rubinov L.B.

St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

Shatter cones are a sign of impact metamorphism and are usually considered in the context of impact structures. However, they can be formed in another way. In recent years, very similar formations on rapakivi granite boulders, over a hundred in total, have been described in various locations in the Leningrad Region: on Moshchny Island (Outer Islands of the Gulf of Finland), on the shore of the Gulf of Finland in the village of Fort Krasnaya Gorka, on the shore of the Saimaa Canal (northern outskirts of Vyborg), and along the banks of channels between lakes north of the village of Veshchevo. A primary statistical analysis of the discovered structures was carried out and hypotheses regarding their origin were put forward. The most likely cause is impact genesis due to the movement of boulders down a slope or in a strong water flow. The experiment showed that shatter cones on rapakivi boulders can form even with relatively weak impacts.

Keywords: *shatter cones, rapakivi granite boulders, impact metamorphism, hypotheses of formation, Leningrad Region*

REFERENCES:

Boltramovich S.F., Rubinov L.B. About structures of the Shatter Cone type on the shore of the Gulf of Finland // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2023. Issue 10. P. 334-340. doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-334-340

Karpinsky Russian Geological Institute, Geological dictionary – Shatter cones: https://www.vsegei.ru/ru/public/sprav/geodictionary/article.php?ELEMENT_ID=85939

(date of appeal: 11.11.2023)

Terekhov E.N., Yurmanov A.A. Unusual (glacial?) formations on the territory of the Outer Islands of the Gulf of Finland // Izvestiya of the Russian Geographical Society. 2019. Vol. 151. No. 6. P. 81-93. doi: 10.31857/S0869-6071151681-93

Bunch T.E., Quaide W.L. Shatter cones from the Danny Boy nuclear crater, in B.M. French and N. M. Short, eds., Shock Metamorphism of Natural Materials. Baltimore: Mono Book Corp., 1968. P. 285–286.

Dietz R.S. Meteorite impact suggested by the orientation of shatter cones at the Kentland, Indiana, disturbance // Science. 1947. Vol. 105. Is. 2715. P. 42–43. doi:10.1126/science.105.2715.42

Kiefer W.S. Impact craters in the Solar System, in the Space Science Reference Guide, Second Edition, CD-ROM, Lunar and Planetary Institute. 2003.

Phedotov V.P. The depth on the thresholds of the Vuoksa bayous in different centuries // Proceedings of the I International Scientific and Practical Conference. 06-07 March 2025. “Innovative scientific forum”. Helsinki. Finland. 2025. P. 45-53.

Sagy A., Fineberg J., Reches Z. Shatter cones: Branched, rapid fractures formed by shock impact // Journal of Geophysical Research. 2004. Vol. 109. Is. B10: B10209. doi: 10.1029/2004JB003016

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-429-435

МОРСКИЕ ЛЕНТОЧНОСЛОИСТЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КЕЛКОЛОВСКОГО КАРЬЕРА (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ) И ПОДСТИЛАЮЩИЕ ИХ ГЛИНИСТЫЕ АЛЕВРИТЫ МГИНСКОЙ ТОЛЩИ

✉ *Большиянов Д.Ю.[1], Крылов А.В.[2], Аникина Н.Ю.[3], Молодьков А.Н.[4], Пушина З.В.[5]*

[1]ФГБУ «ААНИИ», Санкт-Петербург, Россия
[2]ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург, Россия
[3]ООО «Центральная геологоразведочная лаборатория», Сыктывкар, Россия
[4]Лаборатория Geo-Age, Таллинн, Эстония
[5]ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Санкт-Петербург, Россия
✉*bolshiyanov@aari.ru*

В карьере пос. Келколово (Ленинградская область) получены данные о морском происхождении ленточно-слоистых осадков, залегающих на мгинских морских отложениях и содержащих остатки моллюсков, фораминифер, диатомовых водорослей, силликофлагелят и спектр спор и пыльцы среднего-позднего неоплейстоцена.

Ключевые слова: *мгинские глинистые алевриты, морские моллюски, фораминиферы, споры и пыльца, диатомовые водоросли, морские ленточно-слоистые осадки, средний-поздний неоплейстоцен, карьер Келколово, Ленинградская область.*

Карьер в пос. Келколово, находящийся в 4,5 км к северо-западу от станции Мга, будучи в затопленном состоянии, вызывает до настоящего времени геологический интерес и туда организуются геологические экскурсии и выезды студентов геоморфологов СПбГУ. И.И. Красновым с соавторами [*1995*], в нем был установлен опорный разрез верхнего неоплейстоцена, который в настоящее время не сохранился, что обусловлено значительным изменением облика карьера: отработкой, рекультивацией и активным затоплением пресными водами. Глубина карьера, достигавшая в конце XX века 50 м [*Краснов и др., 1995*] в настоящее время не превышает 10-15 м от уровня воды, а юго-западная и юго-восточные стороны карьера заняты дачными участками вплоть до уреза воды в карьере. Келколова Гора к западу от карьера высотой до 88 м на старых картах, срыта теперь до отметки 52 м. Геологический и геоморфологический интерес представляет собой полуостров, протянувшийся с ю-в на с-з в южной части карьера, отделяющий малый бассейн от большого бассейна озера у пос. Келколово (рис. 1).

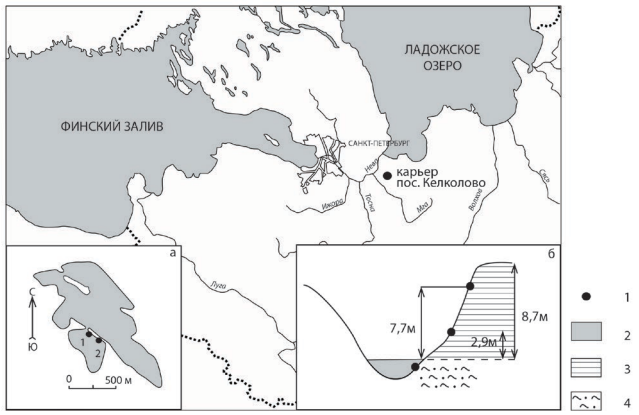


Рис. 1. Расположение изученного разреза: а – схема карьера, б – схема разреза в точке 1. Условные обозначения: 1 – точка отбора образцов, 2 – водные пространства, 3 – ленточнослоистые алевриты, 4 – тёмно-серые глинистые алевриты.

На этом техногенном полуострове (останце, не срытом карьерной техникой) и проведены исследования толщи слагающих его отложений. В точке 1 (см. рис. 1) останец-полуостров имеет высоту 8,5-8,7 м над уровнем воды в зависимости от хода уровня водоёма. Здесь останец отделён от северо-западного своего продолжения прорытым каналом шириной до 10-12 м. На урезе воды и чуть ниже вскрываются тёмно-серые глинистые алевриты, которые удалось откопать до глубины 0,3 м ниже уровня воды в ноябре 2021 г. (рис. 2).



Рис. 2. Канал, отделяющий юго-западную часть затопленного карьера в пос. Келколово от северо-восточного бассейна где и производились подводные работы. В правой нижней части снимка видны вскрытые алеврито-глинистые отложения.

Пачка 1. Тёмно-серые (часто почти чёрные) глинистые алевриты, микрослоистые и часто имеют раковистый излом по плоскостям напластования (рис. 3, 4).



Рис. 3. Отпечатки и обломки раковин морских моллюсков в глинистом алеврите поднятые из-под уреза воды затопленного карьера у пос. Келколово.



Рис. 4. Характер напластования в темно-серых глинистых алевритах с раковинами морских моллюсков из карьера у пос. Келколово.

По сравнению с предыдущими исследователями отложений карьера [*Краснов и др.,1995*], отмечавшим в данном разрезе лишь обломки раковин моллюсков рода *Portlandia* (неопределимых до вида) нами в глинистых алевритах обнаружены целые раковины (часто с двумя сомкнутыми створками) принадлежащие к 6 видам. Доминируют представители рода *Portladia* Morch,1857 (опред. А.В. Крылова): *Portlandia aestuariorum* (Mossewitsh, 1928); *P. siliqua* (Reeve, 1855); *P. arctica* (Gray, 1824); *Limecola balthica* (Linnaeus, 1758); *Mythilus edule* Linnaeus, 1758; *Modiolus modiolus* Linnaeus, 1758 (рис. 5). Всего собрано более 100 образцов моллюсков, отмечаются немногочисленные отпечатки *Zoostera marina* (Linnaeus, 1753) и раковинки фораминифер *Haynesina orbicularis* (Brady, 1881). Наличие *Limecola balthica* (Linnaeus, 1758), *Mythilus edule* Linnaeus, 1758 и *Modiolus modiolus* Linnaeus, 1758 может указывать обитание моллюсков в бореальных водах [*Наумов, 2006*]. Данные виды говорят также в пользу мелководности этого бассейна (глубины до 20 м, а вероятнее 0-10 м), о чем свидетельствуют находки фораминифер *Haynesina orbicularis* (Brady, 1881) [*Наумов, 2006; Кириенко и др., 1977*]. Все обнаруженные моллюски переносят опреснение, но считаются морскими. Данный комплекс моллюсков и фораминифер представлен видами, обитающими в морях юга Арктики, таких как Белое море [*Наумов, 2006; Кириенко и др., 1977*] и говорит о том, что бассейн мгинского моря соединялся с Северным Ледовитым океаном. Наличие *Portlandia aestuariorum* (Mossewitsh, 1928) эстуарного и лагунного вида, лагунного вида *P. siliqua* Reeve, 1855 [*Филатова, 1951*] говорит в пользу того, что данный бассейн представлял собой мелководную пойменную солоноватоводную лагуну (о чем также может говорить небольшое число фораминифер) в устье открытой морю реки. Породы насыщены мелкими обломками растительных остатков и имеют запах сероводорода, что может говорить в пользу предположения о гибели этой фауны результате сероводородного заражения. Моллюски тонкостенные, хрупкие, залегают в линзовидных скоплениях алевритов (длина и ширина линз до 0,5 м, их видимая мощность 0,1-0,3 м).

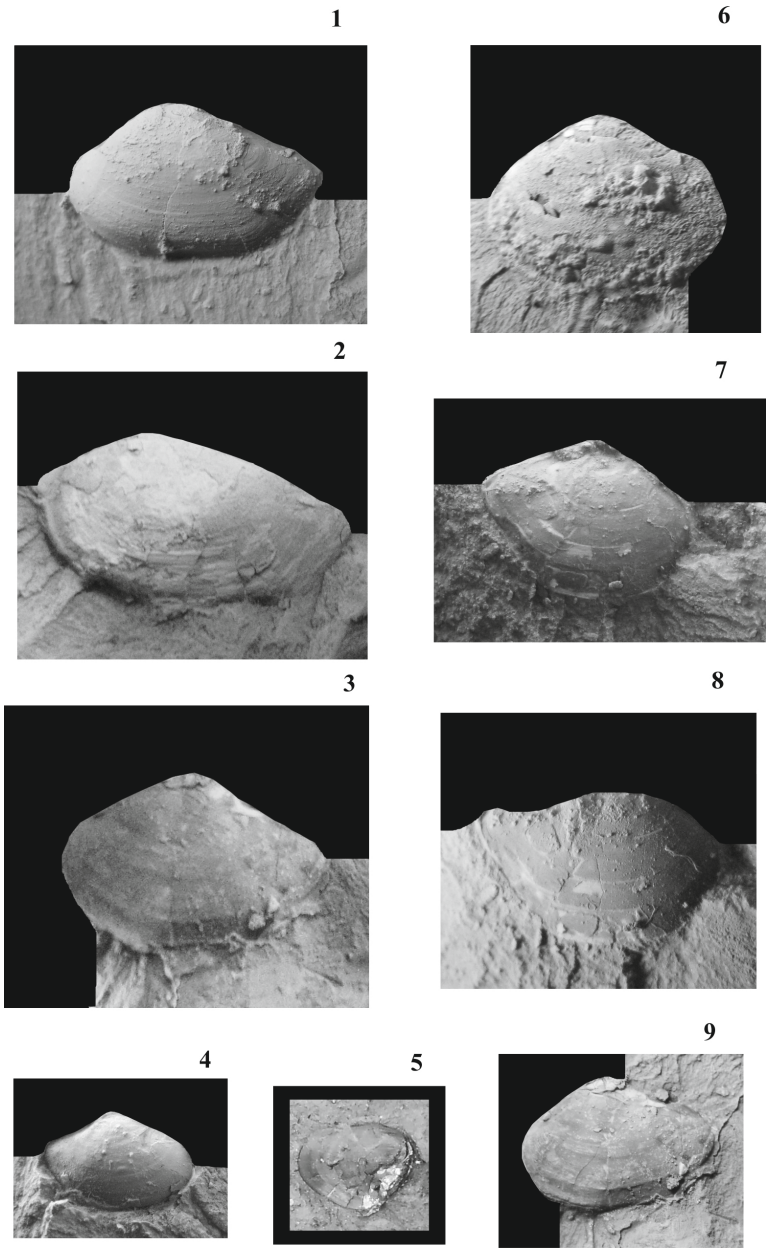


Рис. 5. Фотографии внешнего вида раковин моллюсков изученной коллекции из карьера в пос. Келколово (Ленинградская область): 1,2 - Portlandia arctica (Gray, 1824), вид раковин сверху (х 3); ,3 - Portlandia aestuariorum (Mossewitsh, 1928), вид раковины сверху (х 3); 4 - Portlandia aestuariorum (Mossewitsh, 1928), вид раковины сверху (х 1,5); 5 – Modiolus modiolus Linnaeus, 1758 (juv.), вид раковины сверху (х 1,5); 6 - Limecoma balthica (Linnaeus, 1758), вид раковины сверху (х 3); 7-8 Portlandia siliqua (Reeve, 1855), вид раковин сверху (х 3); 9 - Portlandia aestuariorum (Mossewitsh, 1928), вид раковины сверху (х 3).

В Центральной геологической лаборатории (ЦГЛ, г. Сыктывкар) Н.Ю. Аникиной из образца алеврита с моллюсками был выделен палиноспектр хорошей сохранности. Среди инситной доминирует пыльца древесных растений (19%): хвойные сем. Pinaceae, Picea obovata, Pinus sp., Pinus п/р Dipl., Abies sp..; мелколиственные (около 17%): Betula ex.sect. Albae, Alnus sp.; теплолюбивые (7%): Corylus sp., Carya sp, Juglans sp., Myrica sp. Пыльца трав отсутствует. Среди споровых (8%)преобладают представители сем. Polypodiaceae и мхи рода Sphagnum. Этот палиноспектр характеризует, хвойно-березовое редколесье с постоянным присутствием небольшого количества умеренно-теплолюбивых широколиственных пород. Его формирование происходилов регрессивную (трансгрессивную) фазу в периоды похолодания раннего или среднего неоплейстоцена.

Пачка 2. Вышезалегающая пачка осадков представлена толщей ленточноподобных алевритов. Их контакт с подстилающими «мгинскими глинами» не вскрыт. Ритмичное

переслаивание мелкозернистого рыжеватого песка и голубовато-серых алевритов (песок прослоями толщиной по 4-5 см, алеврит – по 8-10 см) вскрыто в 5,9 ниже бровки уступа, которая располагалась на высоте 8,7 над урезом воды в искусственном озере (координаты 59°47’48,0” с.ш. 31°00’29,1“в.д.). Ниже бровки обнажения на 1-2 м залегают ленточные глинистые алевриты, которые по слоям разбиты на отдельные плитки. Весь склон сложен переслаивающимися и коричневыми алевритами и песчаными алевритами. Толща имеет преимущественно светло-серый цвет, но по трещинам между плитками в результате ожелезнения при окислении приобретает коричневую окраску. При копании толщи, она рассыпается на плитки толщиной 0,5-1 см.

В верхнем образце (1 м ниже бровки) обнаружен морской комплекс диатомей, состоящий из 15 видов диатомовых водорослей и 1 вида силикофлагеллят (*Dictyocha speculum* 0,6% от общего состава комплекса). В нём преобладают планктонные неритические *Thalassiosira gravida* (32%), споры вида *Chaetoceros* sp. (31%), *Thalassionema nitzschioides* (24%). В состав сопутствующих видов входят литоральные и сублиторальные виды: морские *Cocconeis costata, Cocconeis scutellum* (2%), который обитает как в морских, так и в солоноватых водах, а также умеренно-тепловодный *Actinoptyhus undulatus*. Комплекс диатомей отражает условия накопления створок диатомей в морских прибрежных, возможно, литоральных условиях, очень незначительно опресненных. 20 видов диатомей и 1 вид силикофлагеллят (*Dictyocha speculum* 0,3%) обнаружены в образце с горизонта 5,9 м ниже бровки обнажения. Среди диатомовых водорослей преобладают планктонные неритические виды: *Thalassionema nitzschioides* (35% от общего состава комплекса) и споры вида *Chaetoceros* sp. (32%), *Thalassiosira gravida* (22%). В субдоминирующую группу входят литоральные морские виды: *Rhabdonema arcuatum* (7%), *Cocconeis scutellum* (3%), который обитает как в морских, так и в солоноватых водах. В состав сопутствующих видов входят морские неритические планктонные *Thalassiosira essentrica*, морские литоральные *Grammatophora marina*, которые развиваются в планктоне, среди ила и как обрастатели на разных субстратах, *Hyalodiscus scoticus* (3%) [*Короткевич, 1960*], который обитает как в морских, так и в солоноватых водах. Комплекс диатомей отражает условия накопления створок диатомей в морских прибрежных, возможно, литоральных условиях, очень незначительно опресненных.

ИК-ОСЛ возраст осадков определён в лаборатории GeoAge (Таллинн, Эстония) по образцу из песчаного прослоя из горизонта 5.8 м ниже бровки обнажения. Он составил 33,6±2,7. тыс. лет (лаб. № RLQG 2554-118).

Ещё один образец из глинисто-песчаного алеврита с прослоями песка и включениями мелкой гальки был отобран для определения возраста из точки 2 (см. рис. 1), располагающейся на этом же полуострове юго-восточнее точки 1 (координаты 59°47'43,5" с.ш., 31°00'39,9"в.д., 6,7 м ниже бровки обнажения). ИК-ОСЛ возраст составил 61,8 ±5,1 тыс. лет (лаб. № RLQG 2553-118).

Таким образом в исследованных разрезах обнаружены две пачки отложений. Нижняя пачка глинистых алевритов принадлежит, по-видимому, к мгинской толще отложений [*Черемисинова, 1959*]. Отложения мгинской толщи со схожим комплексом фауны морских моллюсков обнаружены и датированы нами ЭПР-методом в обнажении на р. Мге (156,6±13,1 тыс. лет) и в карьере Эталон (109,8±9,4 тыс. лет) [*Большиянов и др., 2016*], что может свидетельствовать в пользу мгинского возраста описанных отложений нижней пачки этого разреза. Ленточные же алевриты, перекрывающие в Келколовском карьере мгинские глинистые алевриты, до сих пор считаются отложениями приледникового бассейна. Настоящие исследования показывают, что это морские отложения, содержащие комплексы морских диатомовых водорослей, обитавших не в слишком холодных условиях в середине позднего неоплейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Большиянов Д.Ю., Крылов, А.В., Молодьков А.Н., Савельева Л.А., Аникина Н.Ю., Пушина З.В., Рашке Е.А., Никитин М.Ю., Клевцов А.С. Новые данные о строении, возрасте, составе органических остатков морских отложений в окрестностях Санкт-Петербурга // Известия Русского географического общества. 2016. Т. 148. Вып.3. С. 25-46.

Кириенко Е.А. О комплексах фораминифер в донных отложениях Белого моря // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера европейской части СССР. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. 1977. С. 40-47.

Короткевич О.С. Диатомовая флора литорали Баренцева моря // Труды Мурманского морского биологического института. 1960. Т 1. № 5. С. 68-338.

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

Наумов А.Д. Двустворчатые моллюски Белого моря. Опыт экологофаунистического анализа. СПб. 2006. 367 с.

Черемисинова Е.А. К вопросу о возрасте морских межледниковых отложений на р. Мге Ленинградской области // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1960. № 25. С. 50-70.

Филатова З.А. Некоторые зоогеографические особенности двустворчатых моллюсков из рода *Portlandia* // Труды Института Океанологии АН СССР. 1951. Т VI. С.117-131.

MARINE VARVES OF KELKOLOVO SECTION (LENINGRAD REGION) AND UNDERLYING MGINSKIE CLAYS

Bolshiyanov D.Yu.[1], Krylov A.V.[2], Anikina N.Yu.[3], Molodkov A.N.[4], Pushina Z.V.[5]

[1]Arctic and Antarctic Research Institute, St.Petersburg, Russia
[2]Karpinsky Russian Research Geological Institute, St. Petersburg, Russia
[3]Central Geological Laboratory, Syktyvkar, Russia
[4]GeoAge Laboratory, Tallinn, Estonia
[5]VNIIOkeangeologya, St. Petersburg, Russia

Data about marine origination of varves received in sections of Kelkolovo quarry (Leningrad Region). Underlying Mginskaya marine clay contains shells of mollusks, foraminifera, diatoms, spore and pollen of Middle and Late Pleistocene.

Keywords: *mginskie clay silt, marine mollusks, foraminifera, spore and pollen, diatoms, varves, Kelkolovo quarry, middle and Late Pleistocene, Leningrad Region*

REFERENCES:

Bolshiyanov D.Yu, Krylov A.V., Molodkov A.N., Savelieva L.A. Anikina N.Yu. Pushina Z.V., Rashke E.A., Nikitin M.Yu., Klevtsov A.S. New data about construction, age, organic composition of marine sediments in St.Petersburg vicinity // Proceedings of the Russian Geographical Society. 2016. Vol. 148. P. 25-46. (in Russian).

Kirienko E.A. About foraminifera complex in sediments of the Barents Sea // Stratigraphy and paleogeography of Quaternary in the North of European part of the USSR. Petrozavodsk: Karelian branch of USSR Academy of science. 1977. P. 40-47. (in Russian).

Korotkevich O.S. Diatom flora of the Barens Sea littoral // Trudy of the Murmansk Biological Institute. 1960. Vol. 1. № 5. P. 68-338. (in Russian).

Krasnov I.I., Arslanov Kh.A., Kazartseva T.I., Tertychnaya T.V., Chernov S.B., Pleshivtseva E.S. Key section of the Late Pleistocene sediments in Kelkolovo quarry of the Prinevskaya lowland // Regional geology and metallogeny. 1995. № 4. P. 88-99. (in Russian).

Naumov A.D. Bevalve mollusks of the White Sea. Experience of ecologofaunistical analysis. St.Petersburg. 2006. 367 p. (in Russian).

Cheremesinova E.A. To the age of marine interglacial sediments of Mga River in Leningrad Region // Bulletin of the Comission for Quaternary Investigation. 1960. № 25. P. 50-70. (in Russian).

Filatova Z.A Some zoogeographical peculiarity of bevalve mollusks Portladia // Trudy of the Oceanology Institute of USSR Academy of Science. 1951. Vol. VI. P. 117-131. (in Russian).

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-436-440

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИС 2 ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКИ

✉ *Дружинина О.А.* [1], *Сходнов И.Н.* [2], *БуркоА.А.* [1,2]

[1]РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия
[2]НИЦ Прибалтийская археология, Калининград, Россия
✉ *olga.alex.druzhinina@gmail.com*

В ходе полевых работ 2023 г. в Калининградской области получены новые данные о природной среде региона в МИС 2. В разрезе Самбийский вскрыта толща непрерывного осадконакопления, по крайней мере, с 20.2 – 19.4 тыс. кал.л.н. Отложения, охватывающие интервал МИС 2, представлены преимущественно алевритом с содержанием органического вещества 10–19 %. Полученные к настоящему моменту результаты палинологического анализа для 20–14 тыс. кал.л.н. указывают на преобладание таежного типа растительности в данный период. Обнаруженные в отложениях в ходе палеоантракологического анализа карбонизированные остатки древесины, хвои, листьев, семян и т.п. свидетельствуют о присутствии древесных пород на исследуемой территории не позднее 19 тыс. кал.л.н., в том числе, хвойных не позднее 18 тыс. кал.л.н.

Ключевые слова: *юго-восточная Прибалтика, МИС 2, пленигляциал, палеорастительность*

Вопрос об особенностях природной обстановки Прибалтики в пленигляциале и позднеледниковье (МИС 2), несмотря на десятилетия изучения, остается ключевым и открытым вопросом региональной палеогеографии. Согласно преобладающему мнению, валдайское (Weichselian) оледенение и последующая дегляциация были самыми значительными палеогеографическими событиями, сформировавшими рельеф этой территории и предопределившими многие черты современной природной среды. Предполагается, что главная рельефообразующая деятельность скандинавского ледника в данной части юго-восточной Прибалтики проявилась во время южно-литовской и средне-литовской стадий валдайского оледенения и характеризуется значительной аккумуляцией: прежде всего, формированием крупных маргинальных форм – Вармийской (191 м) и Виштынецкой (242 м) возвышенностей с максимальными для области высотами. Однако, как отмечает *Patton et al.* [*2017*], имеющиеся на сегодняшний момент данные не позволяют с уверенностью визуализировать детали юго-восточного фланга скандинавского ледника и, как следствие, его роль в формировании локальной природной среды. Трудности моделирования процессов оледенения и дегляциации Прибалтики обусловлены несколькими факторами: реконструируемые границы ледникового покрова в разных частях региона не синхронны; предполагаемое движение отдельных, разномасштабных ледниковых лопастей разнонаправленно; имеющиеся полевые геологические данные в некоторых случаях противоречат предполагаемому в большинстве моделей фронтальному характеру оледенения и деградации ледникового покрова [*Bitinas, 2012; Hughes et al., 2016; Patton et al., 2017*]. Среди методических проблем, затрудняющих моделирование описанных выше процессов, нужно отметить и сложности датирования границ ледника и осадков, маркирующих начало деградации ледниковых покровов [*Rinterknecht et al., 2006; Bitinas, 2012*]. В результате, не существует единого мнения о времени отдельных стадий оледенения в Прибалтике. Так, например, согласно *L. Marks* [*2015*], южно-литовская стадия соответствует интервалу 16.5 – 14.0 тыс. кал.л.н., средне-литовская 14.9 – 13.5 тыс. кал.л.н., северо-литовская 14.2 – 13.3 тыс. кал.л.н.; в то же время, *Hughes et al*. [*2016*] датируют стадии 17.0, 16.0 и 15.0 тыс. кал.л.н. соответственно; в модели *Patten et al.* [*2017*] бóльшая часть Прибалтики свободна от ледникового покрова уже 17.8 тыс. кал.л.н. и т.д. В ответ на многочисленность

существующих трудностей в корреляции региональных данных, в противоположность идее стадиального оледенения и существования интерстадиалов, выдвинута гипотеза ареальной дегляциации [*Bitinas, 2012*]. В соответствии с ней единый ледниковый массив в Прибалтике после максимума оледенения (в интервале 25 – 19 тыс. кал.л.н.) подвергся деградации по всей площади одновременно, с образованием трещин, крупных массивов мертвого льда, участием сёрджей в образовании конечных морен и окончательным таянием к 13.5 – 13.0 тыс. кал.л.н. И, наконец, в видении палеогеографической картины Прибалтики существует мнение, что этот регион или отдельные его части не покрывались Скандинавским ледником. Согласно *Б.Л. Афанасьеву* с соавторами [*1979*], при отсутствии покровного оледенения, главными рельефообразующими факторами для Прибалтики являлись тектоника, влияние вечной мерзлоты и эрозионные процессы. Калининградские исследователи [*География Калининградского региона..., 2007*] предполагали, что, вследствие особенностей дочетвертичной поверхности, ледники не покрывали отдельные возвышенные участки как, например, Самбийский полуостров.

Таким образом, к настоящему моменту не существует единого мнения об эволюции природной среды Прибалтики в позднем плейстоцене. Между тем, здесь накапливается массив данных по седиментационным палеоархивам, позволяющий детализировать картину природной обстановки региона, по крайней мере, на отдельных территориях: разрез Тойла (Эстония), где вскрыта толща непрерывного осадконакопления, по крайней мере, в интервале 20.5–6.6 тыс. (персональное сообщение А. Молодькова), оз. Кашучяй и Гинкунай (Литва), оз. Мильковские (Польша) и другие с ранними датами озерной седиментации (18–16 тыс. кал.л.н.) [*Kisieliene et al., 2005; Stančikaitė et al., 2014; Wačnik, 2009*]. Разрез Самбийский (54°50′ с.ш., 20°30′ в.д.; Калининградская область), полученный в ходе полевых работ в 2023 г., также содержит информацию о природной среде юго-восточной части Прибалтики этого периода.

Вскрытая в разрезе толща донных осадков включает голоценовую (озерную и болотную) и позднеплейстоценовую (озерную) часть. Последняя имеет мощность около 4 м; для нее получены 4 ^{14}C AMS даты, самая ранняя из которых попадает в интервал 20.2 – 19.4 тыс. кал.л.н., указывая на формирование данной части разреза с позднего пленигляциала.

К настоящему моменту получены следующие предварительные результаты комплексного изучения отложений. Разрез представлен преимущественно алевритом (60 – 90%), кроме самой нижней части (20 – 19 тыс. кал.л.н.), где преобладает песок (30 – 70%). Зафиксированы изменения содержания органического вещества: 2–4 % до 18.0 тыс. кал.л.н. и далее 10–19 % вплоть до начала позднего дриаса. Полученные результаты палинологического анализа для интервала 20–14 тыс. кал.л.н. указывают на преобладание таежного типа растительности в данный период. На спорово-пыльцевой диаграмме количество древесной пыльцы варьирует в пределах 60–95%. Среди древесных пород существенное значение имеют сосна (*Pinus sylvestris*) и береза (*Betula* sect. *Albae*), в меньшей степени ель (*Picea* sp.) и пихта (*Abies* sp), а также мелколиственные и широколиственные породы: граб (*Carpinus* sp.), бук (*Fagus* sp.), лещина (*Corylus* sp.), липа (*Tilia* sp.), дуб (*Quercus* sp.), вяз (*Ulmus* sp.). Вероятно, открытые пространства были заняты лугами из осоки (Cyperaceae), злаков (Poaceae) и мезофильного разнотравья (Polygonaceae, Ranunculaceae, Rosaceae, Onagraceae, Asteraceae, Apiaceae и др.). Важной чертой растительного покрова было широкое распространение (свыше 40%) бриевых мхов, не характерное для региональных палинологических записей более позднего периода. Результаты палеоантракологического анализа подтверждают описанную картину сведениями о локальной растительности: карбонизированные остатки древесины, хвои, листьев, семян и т.п., обнаруженные в отложениях разреза Самбийский, свидетельствуют о присутствии древесных пород на исследуемой территории не позднее 19 тыс. кал.л.н., в том числе, хвойных не позднее 18 тыс. кал.л.н.

Палинологические данные палеоархива Самбийский и упоминаемых выше озер Литвы хорошо коррелируются по процентному содержанию древесной растительности, составу древесных пород, наблюдаемым трендам динамики растительного покрова и др. Это дает основание предполагать общие черты растительности на данной территории и, вероятно, распространение таежных лесов, по крайней мере, в отдельных районах Прибалтики в конце пленигляциала. Данный вывод соответствует и имеющимся представлениям о климате позднего пленигляциала, согласно которым летние температуры в это период были сравнимы или выше современных [*Schenk et al., 2020; European glacial landscapes…, 2023*].

Разрез Самбийский и оз. Кашучяй (55°59′ с.ш., 21°18′ в.д.) территориально приурочены к формам рельефа северо-литовской, а оз. Гинкунай (55°56′ с.ш., 23°20′ в.д.) – средне-литовской стадии ледникового надвига. Однако непрерывность седиментации во всех трех палеоархивах, начиная с позднего пленигляциала (20–16 тыс. кал.л.н.), противоречит предположению о сплошном покрове и колебаниях фронта ледника в этом интервале и позднее. Данные палеоархивов показывают, что, начиная с 20–18 тыс. кал.л.н., в Прибалтике существовали свободные от ледникового покрова территории, покрытые растительностью, в том числе, таежной. Этот факт может интерпретироваться не противоречиво в рамках идеи полного отсутствия ледникового покрова в регионе [*Афанасьев и др., 1979*] или при его очаговом распространении в данный период времени. Последнее предполагается в рамках гипотезы ареальной дегляциации [*Bitinas, 2012*] или при «пассивном оледенении», с возникновением локальных скоплений снега, фирна и льда мощностью несколько десятков метров [*Большиянов, 2006*], и при условии интенсивного таяния ледника не позднее 20 тыс. кал. л.н. [*Patton et al., 2017; European glacial landscapes…, 2023*]. Дальнейшие исследования разреза Самбийский позволят детализировать и уточнить полученные выводы.

Финансирование. Исследование проводится при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-17-00113 - П, https://rscf.ru/project/22-17-00113.

ЛИТЕРАТУРА

Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. Санкт-Петербург: ААНИИ, 2006. 297 с.

География Калининградского региона. Полевая общегеографическая учебная практика: Учебное пособие. Науч. ред. В.В. Орленок. Калининград: Изд-во РГУ им. И. Канта, 2007. 261 с.

Афанасьев Б.Л., Данилов И.Д., Недешева Г.Н., Смирнова Т.И. История геологического развития Прибалтики в плиоцен-четвертичное время. Рига: Зинатне, 1979. 68 с.

Bitinas A. New insights into the last deglaciation of the south-eastern flank of the Scandinavian Ice Sheet // Quaternary Science Review. 2012. Vol. 44. P. 69-80. doi: 10.1016/j.quascirev.2011.01.019

European glacial landscapes. The last deglaciation. Elsevier, 2023. 623 p. doi: 10.1016/C2021-0-00331-X

Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.-I. The last Eurasian Ice Sheets - a chronological database and time-slice reconstruction // Boreas. 2016, Vol. 45. Is. 1. P. 1-45. doi:10.1111/bor.12142

Kisieliene D., Stancikaite M., Merkevicius A., Namickiene R. Vegetation responses to climatic changes during the late glacial according to palaeobotanical data in western Lithuania: preliminary results // Polish Geological Institute Special Papers. 2005. Vol. 16. P. 45–52.

Marks L. Last deglaciation of northern continental Europe // Cuadernos de Investigación Geográfica. 2015. Vol. 41. Is. 2. P. 279-293. doi: 10.18172/cig.2698

Patton H., Hubbard A., Andreassen K., Auriac A., Whitehouse P.L., Stroeven A., Shackleton C., Winsborrow M., Heyman J., Hall A. Deglaciation of the Eurasian ice sheet

complex // Quaternary Science Reviews. 2017. Vol. 169. P. 148-172. doi: 10.1016/j.quascirev.2017.05.019

Rinterknecht V.R., Clark P.U., Raisbeck G.M., Yiou F., Bitinas A., Brook E.J., Marks L., Zelcs V., Lunkka J.-P., Pavlovskaya I.E., Piotrowski J.A., Raukas A. The last deglaciation of the southeastern sector of the Scandinavian ice sheet // Science 2006. Vol. 311. Is. 5766. P. 1449-1452. doi: 10.1126/science.1120702.

Schenk F., Bennike O., Valiranta M., Avery R., Bjorck S., Wohlfarth B. Floral evidence for high summer temperatures in southern Scandinavia during 15 - 11 cal ka BP // Quaternary Science Reviews. 2020. Vol. 233, 106243. doi: 10.1016/j.quascirev.2020.106243

Stančikaitė M., Šeirienė V., Kisielienė D., Martma T., Gryguc G., Zinkutė R., Mažeika J., Šinkūnas P. Lateglacial and early Holocene environmental dynamics in northern Lithuania: A multi-proxy record from Ginkūnai Lake // Quaternary International. 2014. Vol. 357. P. 44-57. doi: 10.1016/j.quaint.2014.08.036

Wačnik A. Vegetation development in the Lake Miłkowskie area, North-Eastern Poland, from the Plenivistulian to the late Holocene // Acta Palaeobot. 2009. Vol. 49. P. 287–335.

NEW DATA ON MIS 2 OF SOUTHEASTERN BALTIC

Druzhinina O.A[1]., Skhodnov I.N. [2], Burko A.A. [1,2]

[1]Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg
[2]SRC Peribaltic Archaeology, Kaliningrad

During fieldwork in 2023 in the Kaliningrad region, new data were obtained on the natural environment of the region in MIS 2. In the Sambiysky section, a continuous sedimentation sequence was uncovered, dating back at least from 20.2 to 19.4 ka. The deposits of the section, covering the MIS 2 interval, are represented mainly by silt with an organic matter content of 10–19%. The obtained results of palynological analysis for 20–14 ka indicate the predominance of taiga-type vegetation during this period. Carbonized remains of wood, needles, leaves, seeds, etc. revealed during paleoanthracological analysis testify the presence of tree species in the study area no later than 19 ka, including conifers no later than 18 ka.

Ключевые слова: *Southeastern Baltic, MIS 2, pleniglacial, paleovegetation*

REFERENCES:

Bolshiyanov D.Yu. Passive glaciation of the Arctic and Antarctic. St. Petersburg: AARI, 2006. 297 p. (in Russian)

Geography of the Kaliningrad Region. Field Practice on Geography: Tutorial. Ed. V.V. Orlyonok. Kaliningrad: I. Kant State University Publishing House, 2007. 261 p. (in Russian)

Afanasyev B.L., Danilov I.D., Nedesheva G.N., Smirnova T.I. History of geological development of the Baltics in the Pliocene-Quaternary time. – Riga: Zinatne, 1979. – 68 p (in Russian)

Bitinas A. New insights into the last deglaciation of the south-eastern flank of the Scandinavian Ice Sheet // Quaternary Science Review. 2012. Vol. 44. P. 69-80. doi: 10.1016/j.quascirev.2011.01.019

European glacial landscapes. The last deglaciation. Elsevier, 2023. 623 p. doi: 10.1016/C2021-0-00331-X

Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.-I. The last Eurasian Ice Sheets - a chronological database and time-slice reconstruction // Boreas. 2016, Vol. 45. Is. 1. P. 1-45. doi:10.1111/bor.12142

Kisieliene D., Stancikaite M., Merkevicius A., Namickiene R. Vegetation responses to climatic changes during the late glacial according to palaeobotanical data in western Lithuania: preliminary results // Polish Geological Institute Special Papers. 2005. Vol. 16. P. 45–52.

Marks L. Last deglaciation of northern continental Europe // Cuadernos de Investigación Geográfica. 2015. Vol. 41. Is. 2. P. 279-293. doi: 10.18172/cig.2698

Patton H., Hubbard A., Andreassen K., Auriac A., Whitehouse P.L., Stroeven A., Shackleton C., Winsborrow M., Heyman J., Hall A. Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex // Quaternary Science Reviews. 2017. Vol. 169. P. 148-172. doi: 10.1016/j.quascirev.2017.05.019

Rinterknecht V.R., Clark P.U., Raisbeck G.M., Yiou F., Bitinas A., Brook E.J., Marks L., Zelcs V., Lunkka J.-P., Pavlovskaya I.E., Piotrowski J.A., Raukas A. The last deglaciation of the southeastern sector of the Scandinavian ice sheet // Science 2006. Vol. 311. Is. 5766. P. 1449-1452. doi: 10.1126/science.1120702.

Schenk F., Bennike O., Valiranta M., Avery R., Bjorck S., Wohlfarth B. Floral evidence for high summer temperatures in southern Scandinavia during 15 - 11 cal ka BP // Quaternary Science Reviews. 2020. Vol. 233, 106243. doi: 10.1016/j.quascirev.2020.106243

Stančikaitė M., Šeirienė V., Kisielienė D., Martma T., Gryguc G., Zinkutė R., Mažeika J., Šinkūnas P. Lateglacial and early Holocene environmental dynamics in northern Lithuania: A multi-proxy record from Ginkūnai Lake // Quaternary International. 2014. Vol. 357. P. 44-57. doi: 10.1016/j.quaint.2014.08.036

Wačnik A. Vegetation development in the Lake Miłkowskie area, North-Eastern Poland, from the Plenivistulian to the late Holocene // Acta Palaeobot. 2009. Vol. 49. P. 287–335.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-441-447

ТРАНС-ЕВРАЗИЙСКАЯ СИСТЕМА СТОКА НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

✉*Зарецкая Н.Е.*[1], *Шухвостов Р.С.*[1,2], *Карпухина Н.В.*[1], *Качалов А.Ю.*[1], *Десинов В.Л.* [1]

[1]Институт географии РАН, Москва, Россия
[2]Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
✉ *n_zaretskaya@inbox.ru*

Представлены результаты полевых исследований 2025 года, проводившиеся рамках продолжающихся исследований функционирования Транс-Евразийской системы стока по гранту РНФ 22-17-00259п. Изучались два её звена (сектора) – Сухонский и Оштинско-Оятский. Удалось установить две фазы существования Сухонского приледникового озера – МИС 6 и МИС 2. Озеро формировалось в приледниковом понижении. Во время МИС 2 ледниковая нагрузка вызвала обратный уклон местности, образование временного водораздела и разделение р. Сухоны на Западную и Восточную. После деградации оледенения и компенсационного подъёма приледникового прогиба произошло общее изменение уклона местности на восток и объединение Западной Сухоны с Восточной. Обнаружить следы стока из Онежского приледникового озера в Балтийское ледниковое озеро по системе Ошта-Тукша-Оять в створе долины р. Тукша не удалось. Это событие могло носить катастрофический и кратковременный характер, когда весь материал выносился далеко по долине стока. Датирование пачки грубозернистых песков в основании разреза на берегу Ояти возле деревни Ширинчи позволит уточнить хронологию этого события.

Ключевые слова: *Сухонское и Онежское приледниковые озёра, ритмично-слоистые отложения, литостратиграфическое изучение, разрезы и керны скважин, геохрономтерические исследования, ложбины стока*

Введение. В рамках продолжающихся исследований функционирования Транс-Евразийской системы стока (ТЕСС) (выявление и датирование межбассейновых переливов и определение направлений и перестроек стока) и определения её роли в геологических и палеогеографических событиях в среднем и позднем неоплейстоцене изучались два её звена (сектора) – Сухонский и Оштинско-Оятский (рис. 1А).

В Сухонском секторе основной целью было уточнение времени существования Сухонского приледникового озера (СПО), его возможных переливов в бассейн Волги и проверка "гипотезы двух Сухон". СПО, по данным геологического картирования, формировалось в конце МИС 6, достигло максимальных размеров во время МИС 2 в результате подпруживания Сухоны ледниковой лопастью и формирования приледникового прогиба, и было спущено после деградации оледенения [*Квасов, 1975*]. В ходе наступания поздневалдайского ледника, в результате подпора уровень озера повышался до 125 м н.у.м., и долина Сухоны заполнялась озёрно-аллювиальными осадками [*Государственная…, 1989*], или до 145 м н.у.м., и тогда Сухонское озеро сообщалось с Костромским и входило в Верхневолжскую систему приледниковых озёр [*Квасов, 1975*]. Отдельный вопрос - развитие долины Сухоны в позднем неоплейстоцене – раннем голоцене, которая, по неподтверждённым данным, состояла из двух частей – западной и восточной. Исток Восточной Сухоны, по-видимому, был в верховьях р. Уфтюги, она текла в современном направлении и впадала в Северную Двину, а западнее пролегал местный водораздел, являвшийся в то время частью Главного водораздела Русской равнины. Западная Сухона текла на запад, в «противоход» современной, и впадала в Сухонское приледниковое озеро [*Государственная…, 1989*]. В послеледниковое время произошла деградация озера, понижение базиса эрозии и врезание рек, вследствие чего произошёл перехват Западной Сухоны Восточной, и установился современный сток [*Государственная…, 1989*]. Реликтом Сухонского водоёма является Кубенское озеро

[*Квасов, 1975*]. С тех пор представления о Сухонском озере не пересматривались; исключение составляет работа по реконструкции конфигурации приледниковых озёр по юго-восточной периферии последнего оледенения, выполненной на основе использования ЦМР [*Анисимов и др., 2016*], без верификации геологическими данными.

Второй задачей было уточнение времени первого спуска Онежского приледникового озера (ОПО) в позднеледниковье в западном направлении по системе рек Ошта-Тукша-Оять. Впервые подробное описание и предположение о возрасте и генезисе сквозной системы долин рек Ошты-Тукши-Ояти было сделано Д.Б. Малаховским [*Геоморфология…, 1969*]. В своей работе он описывал ее как полупогребенную древнюю долину, приуроченную к довалдайскому эрозионному врезу. Описывая характерные закономерности строения крупных речных долин северо-запада, Д.Б. Малаховский писал, что заложение современного облика речной сети произошло в процессе деградации валдайского оледенения, а дальнейшее формирование напрямую связано с приледниковыми водоемами и колебаниями их уровней [*Геоморфология…, 1969*]. В дальнейшем И.Н. Демидовым было выдвинуто предположение о том, что по сквозной долине системы рек Ошта-Тукша-Оять происходило установление стока из ОПО в бёллинге - среднем дриасе в локальный приледниковый водоем, расположенный на месте современного Ладожского озера [*Демидов, 2006*].

Более глобальной целью проведённых работ было решение вопроса о стоке части вод из Верхне-Волжской системы приледниковых озер на север необходимо прояснить для уточнения времени и объемов стока талых ледниковых вод через долину верхней Волги в хвалынский Каспий [*Панин и др., 2021*].

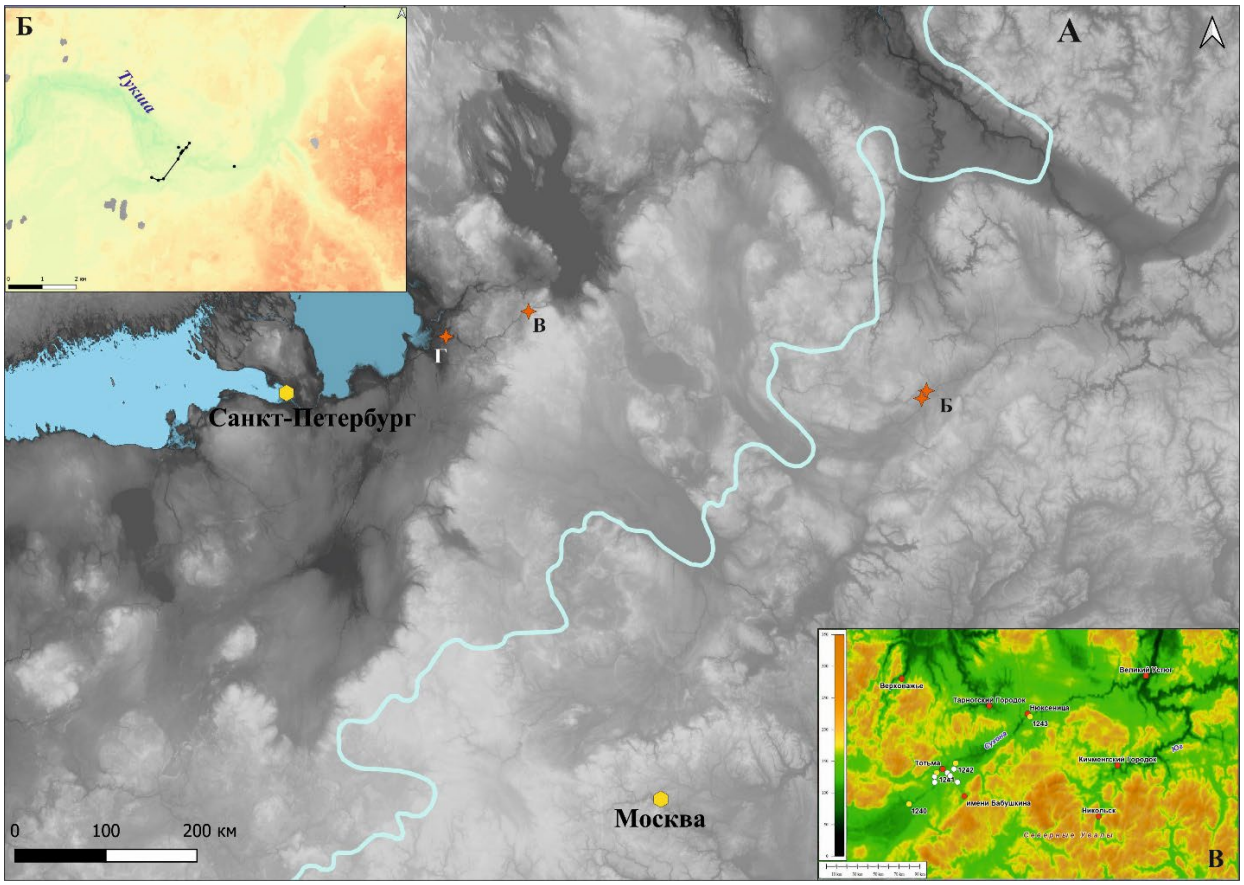


Рис. 1. Район работ 2025 года. А – общий план; граница последнего оледенения (светло-голубая линия) показана по [*Astakhov et al., 2016*]. Б – карта фактического материала, собранного в долине р. Сухоны; жёлтые пунсоны – разрезы 2021 годы, белые – разрез и скважины 2025 года. В – буровой профиль через ложбину, занимаемую р. Тукшей. Г– разрез Ширинчи на р. Оять.

Методы и результаты. Основным полевым методом исследований было бурение поперечного профиля через долину р. Сухоны и Тукши (рис. 1А) усовершенствованным шнековым методом с помощью буровой установки «Pride Mount 80», смонтированной на базе автомобиля УАЗ 3303. Кроме того, в долине р. Царева (приток р. Сухоны) в нижнем течении на её левом берегу, а также в правом берегу р. Ояти близ деревни Ширинчи были изучены разрезы. Проводилось литостратиграфическое изучение разрезов и кернов скважин и отбор образцов на геохронометрические (ОСЛ и радиоуглеродное датирование) исследования.

Ранее (в 2021 году) отложения Сухонского приледникового озера изучались нами только в разрезах в нижнем течении притоков р. Сухоны [*Зарецкая и др., 2021; Zaretskaya et al., 2022*]. В 2025 году для исследования осадков Сухонского приледникового озера, а также для изучения террас р. Сухоны нами был заложен буровой профиль через её долину в створе г. Тотьма (рис. 1Б). Поскольку в скважинах этого профиля на пойме вскрывается только аллювий Сухоны, а выше – осадки ледникового парагенетического ряда средненеоплейстоценового оледенения, то был заложен дополнительный профиль параллельно руслу р. Царева от разреза до современного русла р. Сухоны, а также скважина в нижнем течении р. Леденьга (рис. 1Б). Из скважин на пойме р. Сухоны для проведения ОСЛ-датирования были отобраны образцы, возраст которых будет маркировать время перестройки стока после объединения Западной и Восточной Сухон в одну реку.

В долине р. Сухоны ритмично-слоистые отложения были изучены нами в разрезах в устьях её притоков – Царевы, Леденьги, Старой Тотьмы и Городишны; в бортах собственно Сухоны обнажаются коренные породы пермского возраста. Слои ленточноподобных глин – мощностью не более 5 метров – были обнаружены нами на высотах в диапазоне от 117-126 до 110-116 м н.у.м., и высота их кровли снижается вниз по течению современной Сухоны. Наиболее полно они представлены в разрезе в среднем течении р. Царева, где 2 пачки ритмитов мощностью от 2 до 5 м разделены слоем разнозернистого песка (2.5 м) со знаками ряби и морозобойными нарушениями [*Zaretskaya et al., 2022*]. Ниже устья р. Старой Тотьмы ритмично-слоистые отложения выклиниваются, и в кровле разреза в нижнем течении р. Городишны уже залегает морена средненеоплейстоценового оледенения [*Государственная…, 1989*].

В нижнем течении р. Царева в 13-метровом разрезе на её левом берегу вскрываются две толщи ритмично-слоистых отложений. Нижняя (глубины 12.7-11.7 м от бровки разреза) представлена очень плотной коричневой ритмично-слоистой ожелезнённой пачкой – тонким переслаиванием глины и алеврита. На нижних ритмитах с эрозионной границей залегает несортированная толща (11.7-8.5 м), состоящая из пачек разнозернистого песка с обломочным материалом размером от гравия до валунов, крупнослоистых пачек дресвы и гравия в заполнителе из разнозернистого песка, и переслаивания серой алевритистой глины и разнозернистого песка. На этой толще несортированных отложений залегает верхняя ритмично-слоистая толща (8.5-0 м), состоящая из несокльких пачек ритмитов (тонкозернистого песка, алеврита и алевритистой глины), чередующихся с прослоями разнозернистого песка с гравием и галькой. В нижней части толщи мощность прослоев песка достигает 15 см, глины – 10 см, вверх по разрезу она уменьшается до 0.5-1 см.

Палеокриогенные клиновидные структуры распространены по всему разрезу. Все обнаруженные структуры можно отнести к псевдоморфозам по повторно-жильному льду. Максимальная вертикальная протяженность до 2.8 м, минимальная до 1.3 м. Ширина в устье варьируется от 20 до 40 см. Во вмещающих породах часто наблюдаются сбросовые деформации амплитудой до 10 см, а также отгибание слоев со следами течения вниз по оси клиньев. Заполнены все трещины материалом из перекрывающих слоев.

Для решения второй задачи был заложен буровой профиль через долину р. Тукша в створе деревни Игнатовское (рис. 1В). В русле р. Тукша – валунная отмостка, которая

вскрывается и в её пойме (мощностью до 2 м), поэтому на этих уровнях провести бурение не представлялось возможности. Склоны долины Тукши сложены, по большей части, коричневым диамиктоном с большим колическтовм обломочного материала, который был идентифицирован нами как морена последнего оледенения. Исключением явилась скважина в 250 м к северо-востоку от русла Тукши, за передлами ложбины, где под 1.2-метровым слоем диамиктона вскрывалась (1.2-7.5 м) плотная алевритистая сизо-серая глина с тонкими прослоями или линзами алевритового материала, подстилавшаяся (7.5-15.5 м) мелкозернистым песком с единичным гравием, постепенно сменившимся тонкозернистым песком и алевритом. Поскольку толща была сильно обводнена, и были сомнения в засветке материала, то отбор образцов на оптико-люминесцентное датирование не производился.

Опробование толщи, идентифицируемой как отложения, сформировавшиеся в результате сброса вод в позднеледниковье из Онежского приледникового озера (ОПО) в локальный приледниковый бассейн на месте современного Ладожского озера, было произведено в разрезе Ширинчи в правом борту долины р. Оять (рис. 1Г). Разрез обнаружен С.Д. Шведовым (Институт Карпинского) при ГДП-200 в 2014 г. Наиболее подробное описание и интерпретация разреза опубликована в путеводителе геологических экскурсий XI Всероссийской конференции по изучению четвертичного периода [*Шитов и др., 2025*]. С возникновением стока из ОПО здесь связана толща грубых косослоистых песков в основании разреза. Видимая мощность пачки 4–5 м. Контакт с вышележащей пачкой резкий по составу, со следами размыва. Перекрывают эти пески озерно-ледниковые отложения первой стадии БЛО [*Шитов и др., 2025*]. Они представлены в основном горизонтально- и косослоистыми сероватыми среднезернистыми песками, с несколькими прослоями темно-бордовых алевритов. Венчает разрез субаэральный комплекс светло-красных мелкозернистых нивейно-эоловых песков и палевых лессовидных песков солифлюкционного и эолового генезиса [*Шитов и др., 2025*]. Всего из разреза на ОСЛ-датирование отобрано 10 образцов, из толщи грубозернистых косослоистых песков, связанных с открытие стока из ОПО в БЛО, отобрано 4 образца.

Обсуждение и выводы. Во время исследований Сухонского сектора ТЕСС нам, по-видимому, удалось установить две фазы существования Сухонского приледникового озера. Первая фаза синхронна какой-то из стадий деградации оледенения МИС 6, и ей соответствует нижняя пачка ритмитов в разрезе в нижнем течении р. Царева. Перекрывающая её несортированная песчаная толща с обломочным материалом может маркировать сток талых ледниковых вод по долине Сухоны. Вторая фаза формирования Сухонского приледникового озера может соответствовать последнему криохрону; по-видимому, мощная толща ритмично-слоистых осадков накапливалась в несколько стадий в течение длительного времени. По аналогии с соседним Северодвинским приледниковым озером, это могло происходить в период с 20.5 до 15 тысяч лет назад [*Zaretskaya et al., 2024*].

Сухонское озеро формировалось в приледниковом понижении кубенского языка воже-лачской ледниковой лопасти [*Структура и динамика…, 1977*]; ледниковая нагрузка вызвала обратный уклон местности, образование временного водораздела и разделение р. Сухоны на Западную и Восточную. Сток Западной Сухоны осуществлялся по направлению к леднику, благодаря чему и формировалось Сухонское приледниковое озеро [*Zaretskaya et al., 2022a*]. После деградации оледенения и компенсационного подъёма приледникового прогиба произошло общее изменение уклона местности на восток, объединение Западной Сухоны с Восточной, а также изменение конфигурации Главного водораздела Русской равнины [*Zaretskaya et al., 2022*]. Именно после деградации последнего оледенения Сухона в современной конфигурации стала частью бассейна р. Северной Двины.

«Обратное» падение высоты кровли глин (со 126 м н.у.м. в долине р. Царева до 116 в долине р. Старая Тотьма) свидетельствует, вероятно, о существовании

компенсационного гляциоизостатического вала, по которому и проходил Главный водораздел Русской равнины, пересекая Сухону в районе устья р. Уфтюги. После деградации оледенения и распада вала произошёл «перекос» уклона Западной Сухоны и её объединение с Восточной, и толща ленточных глин также получила «обратный» уклон.

Ниже впадения р. Старой Тотьмы осадки поздневалдайского Сухонского озера в обнажениях нами не встречены. В самой долине р. Уфтюги вскрываются более древние ледниковые и водно-ледниковые, а в устье р. Городишны – озёрно-ледниковые осадки, предположительно среднеплейстоценового возраста. Строение долины р. Уфтюги позволяет заключить, что в поздневалдайское время соединения Сухонского и Важского приледниковых бассейнов не происходило. Бурение в зоне предполагаемого соединения Костромского и Сухонского озёр не подтвердило существование перетока между ними [*Zaretskaya et al., 2022*].

Обнаружить следы стока из Онежского приледникового озера в локальный приледниковый водоём на месте современного Ладожского озера по системе Ошта-Тукша-Оять в створе долины р. Тукша не удалось. По всей видимости, это событие могло носить катастрофический и кратковременный характер, когда весь материал выносился далеко по долине стока. На цифровой модели рельефа Онежско-Ладожского перешейка читается характерная для таких явлений линейная ложбина стока с крутыми склонами и узкой долиной – спиллвей (рис. 1А, В). Датирование пачки грубозернистых песков в основании разреза на берегу Ояти возле деревни Ширинчи позволит уточнить известную хронологию этого события.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке РНФ, грант № 22-17-00259п.

ЛИТЕРАТУРА

Анисимов Н.В., Субетто Д.А., Максутова Н.К. Реконструкция приледниковых озёр юго-восточной периферии Скандинавского ледникового щита в неоплейстоцене и голоцене // Общество. Среда. Развитие. 2016. № 4 (41). С. 165-169.

Геоморфология и четвертичные отложения Северо-Запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области). Изд-во «Наука, Ленингр. отд., Л. 1969. стр. 259

Государственная геологическая и гидрологическая карты СССР, масштаб 1 : 200000, серия Мезенская, объяснительная записка. М., 1989, 157 с.

Демидов И. Н. О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье //Геология и полезные ископаемые Карелии. 2006. Т. 9. С. 171-180.

Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Луговой Н.Н., Лазукова Л.И., Мишуринский Д.В. Подпрудное приледниковое озеро в долине реки Сухоны // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2021. Выпуск 8. С. 323-325. doi:10.24412/2687-1092-2021-8-323-325

Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977, 141 с.

Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Багдасарян Т.Э., Дуданова В.И., Ручкин М.В., Сумарева И.В., Шухвостов Р.С. Очерки по геологии квартера Южного Приладожья и Приневской низменности. Путеводитель геологических экскурсий XI Всероссийской конференции по изучению четвертичного периода, 18–20 сентября 2025 г. СПб.: ЛЕМА, 2025. 88 с.

MacFerrin M., Amante C., Carignan K., Love M., Lim E. The earth topography 2022 (ETOPO 2022) global dem dataset // Earth System Science Data, 2025. Vol. 17. Is. 5. P. 1835-1849. doi: 10.5194/essd-17-1835-2025

Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., Ukraintsev V.Yu. The Contribution of Glacial Melt Water to Annual Runoff of River Volga in the Last Glacial Epoch // Water Resources. 2021. Vol. 48. No. 6. P. 877–885. doi: 10.1134/S0097807821060142

Porter C., Howat I., Noh M. J., Husby E., Khuvis S., Danish E., et al.. ArcticDEM-Strips, Version 4.1. Harvard Dataverse dataset, 495. 2022.

Zaretskaya N.E., Baranov D.V., Panin A.V., Utkina A.O. Proglacial lakes at the periphery of the southeastern lgm limit: configuration, chronology, degradation // Limnology and Freshwater Biology. 2022. Is. 4. P. 1620–1622. doi: 10.31951/2658-3518-2022-A-4-1620

Zaretskaya N., Utkina A., Baranov D., Panin A., Trofimova S., Simakova A., Kurbanov R. Limited extension of the MIS 2 proglacial lake in the Severnaya Dvina valley, south-eastern margin of the last Scandinavian Ice Sheet // Journal of Quaternary Science. 2024b. Vol. 39. Is. 1. P. 82-101. doi: 10.1002/jqs.3570

TRANS-EURASIAN DRAINAGE SYSTEM IN THE NORTH-WEST OF THE EAST EUROPEAN PLAIN IN THE LATE PLEISTOCENE

N.E. Zaretskaya[1], R.S. Shukhvostov[1,2], N.V. Karpukhina[1], A.Yu. Kachalov[1], V.L. Desinov[1]

[1]Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2]Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

The results of field studies conducted in 2025 as part of ongoing research devoted to the functioning of the Trans-Eurasian drainage system (RSF grant 22-17-00259c) are presented. Two of its links (sectors) were studied: Sukhona and Oshta-Oyat. It was possible to establish two phases of the existence of the Sukhona proglacial lake – MIS 6 and MIS 2. The lake was formed in a glacial depression. During the MIS 2, the glacial load caused a reverse slope of the Earth surface, the formation of a temporary watershed, and the division of the Sukhona River into Western and Eastern parts. After the degradation of the glaciation and the compensatory rise of the glacial depression, there was a general change in the surface slope to the east and the merging of the Western Sukhona with the Eastern one. No traces of runoff from the Onega glacial lake into the Baltic glacial lake via the Oshta-Tuksha-Oyat system in the Tuksha River valley were found. This event could have been catastrophic and short-lived, with all the material being carried far down the drainage valley. Dating the coarse-grained sand layer at the base of the section on the shore of Oyat near the village of Shirinichi will help to clarify the chronology of this event.

Keywords: *Sukhona and Onega proglacial lakes, rhythmically bedded sediments, lithostratigraphic study, sections and borehole cores, geochronometric studies, drainage basins*

REFERENCES:

Anisimov N.V., Subetto D.A., Maksutova N.K. Reconstruction of glacial lakes in the south-eastern periphery of the Scandinavian Ice Sheet in the Neopleistocene and Holocene // Society. Environment. Development. 2016. No. 4 (41). P. 165-169.

Demidov I.N. On the maximum stage of development of the Onega glacial lake, changes in its level and glacio-isostatic uplift of the coast in the late glacial period //Geology and Mineral Resources of Karelia. 2006. Vol. 9. P. 171-180.

Geomorphology and Quaternary deposits of the north-west of the European part of the USSR (Leningrad, Pskov and Novgorod regions). Published by Nauka, Leningrad branch, Leningrad, 1969. p. 259

Kvasov D.D. Late Quaternary history of large lakes and inland seas of Eastern Europe. L.: Nauka, 1975. 278 p.

MacFerrin M., Amante C., Carignan K., Love M., Lim E. The earth topography 2022 (ETOPO 2022) global dem dataset // Earth System Science Data, 2025. Vol. 17. Is. 5. P. 1835-1849. doi: 10.5194/essd-17-1835-2025

Panin A.V., Sidorchuk A.Yu., Ukraintsev V.Yu. The Contribution of Glacial Melt Water to Annual Runoff of River Volga in the Last Glacial Epoch // Water Resources. 2021. Vol. 48. No. 6. P. 877–885. doi: 10.1134/S0097807821060142

Porter C., Howat I., Noh M. J., Husby E., Khuvis S., Danish E., et al.. ArcticDEM-Strips, Version 4.1. Harvard Dataverse dataset, 495. 2022.

Shitov M.V., Biske Yu.S., Baghdasaryan T.E., Dudanova V.I., Ruchkin M.V., Sumareva I.V., Shukhvostov R.S. Essays on the geology of the Quaternary period in Southern Priladozhye and the Prinevskaya lowlands. Guidebook for geological excursions of the XI All-Russian Conference on Quaternary Studies, 18–20 September 2025. St. Petersburg: LEMA, 2025. 88 p.

State geological and hydrological maps of the USSR, scale 1:200,000, Mezen series, explanatory note. Moscow, 1989, 157 pp.

Structure and dynamics of the last ice sheet in Europe. M.: Nauka, 1977, 141 p.

Zaretskaya N.E., Baranov D.V., Lugovoy N.N., Lazukova L.I., Mishurinsky D.V. Ice-dammed lake in the Sukhona river valley // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2021. Issue 8. P. 323-325. doi:10.24412/2687-1092-2021-8-323-325

Zaretskaya N.E., Baranov D.V., Panin A.V., Utkina A.O. Proglacial lakes at the periphery of the southeastern lgm limit: configuration, chronology, degradation // Limnology and Freshwater Biology. 2022. Is. 4. P. 1620–1622. doi: 10.31951/2658-3518-2022-A-4-1620

Zaretskaya N., Utkina A., Baranov D., Panin A., Trofimova S., Simakova A., Kurbanov R. Limited extension of the MIS 2 proglacial lake in the Severnaya Dvina valley, south-eastern margin of the last Scandinavian Ice Sheet // Journal of Quaternary Science. 2024b. Vol. 39. Is. 1. P. 82-101. doi: 10.1002/jqs.3570

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-448-453

О СУЩЕСТВОВАНИИ СТОКА ВОД ИЗ ПРИИЛЬМЕНСКОЙ НИЗИНЫ НА ЗАПАД ЧЕРЕЗ ПОРХОВСКУЮ ЛОЖБИНУ

✉ *Комагорова М.А[1,2]. Украинцев В.Ю.[1], Качалов А.Ю[1]*

[1]Институт географии РАН, Москва, Россия
[2]Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, Россия
✉ *egorova.com@gmail.com*

Вопрос о существовании и абсолютных высотах уровня Привалдайского приледникового озера остаётся дискуссионным, поскольку данные о его отложениях ограничены. В литературе имеются теоретические сведения о перетоке вод приледникового озера, располагавшегося в Приильменской низине, по Порховской ложбине на запад. Задачей этого исследования был поиск геологических свидетельств этого перетока. Результаты проведения механического бурения не свидетельствуют в пользу версии о существовании упомянутого перетока.

Ключевые слова: *ленточные глины, озеро Ильмень, озёрно-ледниковые отложения, северо-запад России*

Введение. Первые гипотезы о существовании большого приледникового озера на месте современной котловины озера Ильмень появились ещё в 1920х годах [*Соколов, 1926*]. Со времен Д.Д. Квасова считается, что сток приледникового озера, существовавшего примерно 15−14 тыс. лет назад (л.н.) и названного им Привалдайским, происходил в западном направлении, по так называемой Порховской ложбине [*Квасов, 1975*]. Затем, когда ледник отступил дальше на северо-запад, а озеро перестало быть приледниковым, направление стока перестроилось на север. Все последующие построения касательно приледникового озера и его перетока так или иначе базировались на теоретической работе Д.Д. Квасова [*Васильева и др., 2012; Gorlach et al., 2017; Комагорова, 2023* и др.]. В более ранней литературе, основанной на фактическом материале [*Соколов, 1926; Малаховский, 1966; Саммет, 1966*], ничего конкретного про сток приледникового озера не говорится. Однако в них есть сведения о приледниковом озере с отметками зеркала воды на высотах до 70 м н.у.м. в котловине озера Ильмень, что позволяет предположить его спуск в том или ином направлении.

Лист карты четвертичных образований О-35-XXIV содержит профиль, поперечно секущий Порховскую низину (рис. 1). Он вскрывает неровный рельеф дочетвертичной поверхности с высотами не менее 30 м н.у.м., на котором плащом залегает поздневалдайская морена мощностью до 20 м, местами перекрытая песчано-глинистыми отложениями, обозначенными озерно-ледниковыми валдайского горизонта. В объяснительной записке к этому комплекту карт [*Насонова, Саммет, 1987*] не приводится никаких сведений о перетоке или стоке в этом месте; сказано лишь, что около 14 тыс. л.н. территория освободилась ото льда и образовалось обширное приледниковое озеро, оставившее систему террас, тыловые швы которых фиксируются на высотах от 122-125 м до 40-42.

В объяснительной записке к листу карты четвертичных образований О-36-XIV по поводу спуска приледникового водоема авторы ссылаются на уже упомянутую выше монографию Д.Д. Квасова. Однако, по их данным, на протяжении всего раннего и среднего голоцена сток древнего оз. Ильмень «продолжался по долине Пра-Шелони в сторону Чудского озера» [*Кямяря и др., 2007*].

На карте масштаба 1:1 000 000 (Листы О-35–N-35−О-36) озерно-ледниковые отложения фиксируются на огромной площади - от современных Онежского и Ладожского озер на юг до Приильменской низины [*Кямяря и др., 2012*]. В объяснительной

записке к этой карте говорится, с ссылкой на работы Д.Д. Квасова, что оз. Ильмень получило сток в северном направлении только в позднем голоцене, около 2,5 тыс. л.н., когда подъем воды во время Ладожской трансгрессии спровоцировал прорыв протоки между Ильменем и Ладогой.

В процессе изучения главного объекта нашего научного интереса — Ильмень-Волховский гидросистемы — вопрос о стоке из приледникового озера встал достаточно остро, поскольку необходимо было установить, в каком направлении дренировался древний бассейн и в какой момент начался сток в северном направлении, то есть фактически образовалась современная река Волхов.

Материалы и методы. Данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) использовались для сопоставления высот на изучаемых территориях и поиска направления возможного стока, а также для поиска подъездов к скважинам предполагаемого профиля.

Для проверки предполагаемых мест перетока вод приледникового озера применялось цифровая модель высот FABDEM v. 1.2 [*Hawker et al., 2022*].

Буровые работы осуществлялись на установке «Pride Mount 80» на базе УАЗ-3303 усовершенствованным шнековым способом (методика описана в [*Украинцев и др., 2024*]). Диаметр шнека (и полученного керна) составлял 8 см. По ЦМР было найдено самое низкое место в районе г. Порхов и поперек этого понижения заложен буровой профиль. Скважины были запланированы по профилю предшественников, а именно составителей карты О-35-XXIV, дабы детализировать разрез. К сожалению, нумерация скважин на карте О-35-XXIV и в отчете не совпадает, и сопоставить описания скважин предшественников и собственные невозможно.

Самостоятельные геодезические работы не проводились, высоты скважин использованы по данным FABDEM v. 1.2.

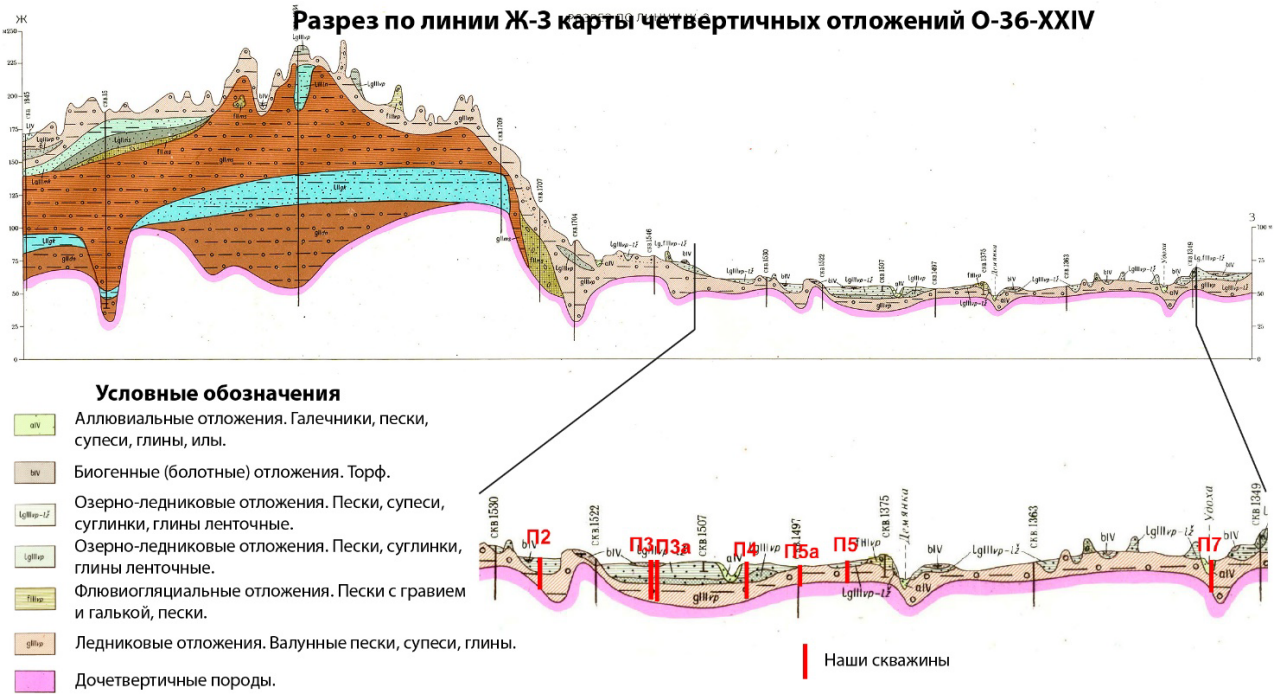


Рис. 1. Разрез через Порховскую низину [*Насонова, Саммет, 1987*] (сверху) фрагмент профиля, перекрытый собственными скважинами (внизу).

Результаты. Высота современной поверхности в Приильменской низменности составляет от 18 до 35−40 метров н.у.м. Уровень современного оз. Ильмень изменчив и колеблется от 15.71 до 22.93 м н.у.м. [Виноградов и др., 2019]. Абсолютные высоты долины р. Шелонь, которая предполагается как русло стока приледникового озера, плавно

повышаются в западном направлении и в районе Порхова составляют в среднем около 50 м. На рис. 1 показано, как современный буровой профиль соотносится с профилем на карте O-35-XXIV.

На рис. 2 приведен буровой профиль без расчленения осадков по генезису и возрасту. В скважинах П-3, П-3а, П-4 и П-7 в верхних частях вскрыты маломощные песчаные отложения. В целом они между собой похожи –тонко- и мелкозернистый, хорошо сортированный, алевритистый песок. Во многих случаях пески и алевриты образуют переслаивания, местами встречаются суглинистые прослои. Скважина П-3а, выбранная для отбора проб на оптико-стимулированное люминесцентное (ОСЛ) датирование, была заложена в 800 метрах от скв. П-3, однако она вскрывает немного другой разрез. В верхней ее части гораздо меньше песка (2,5 метра), однако именно в ней в низу песчаного интервала песок укрупняется до средне-мелкозернистого. В трех скважинах южной части профиля (П-2, П-3 и П-3а) нижние части разрезов представляют из себя ритмичные переслаивания суглинка (возможно, глины) с алевритом. В скв. П-2 и П-3а в этих переслаиваниях наблюдаются прослои тонкозернистого песка. Ритмы и толщина прослоев меняются как от скважины к скважине, так и по одному разрезу – от листоватого переслаивания до явно видных слойков мощностью до 1 см. На колонках видно, что суглинки с большим количеством включений кристаллических пород или ярко-голубая девонская глина вскрываются на минимальной высоте 38 м н.у.м. (скв. П-3), в остальных скважинах подобные отложения находятся гораздо выше.

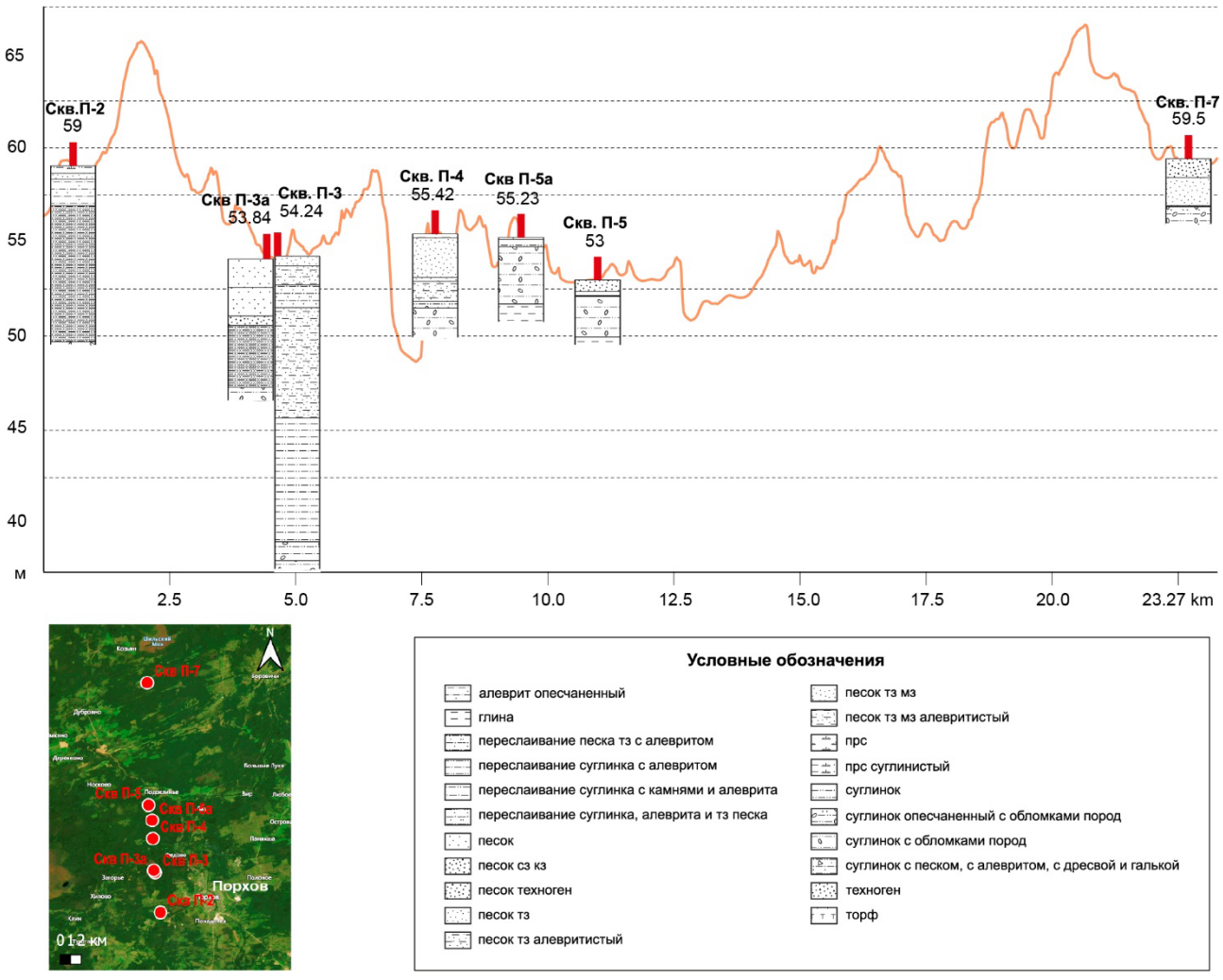


Рис. 2. Буровые колонки Порховского профиля.

Обсуждение результатов. Главной задачей этого исследования был поиск следов перетока вод приледникового озера и определение высот поверхности в Порховской ложбине, которая могла бы подстилать отложения приледникового озера или ложбины перетока, то есть сложена коренными породами или мореной. Вскрытые скважинами П-2, П-3 и П-3а переслаивания суглинков с алевритами и тонкозернистыми песками отнесены нами к озерно-ледниковым отложениям, поскольку они ритмичны и визуально очень похожи на ленточные глины. Для проверки этого соображения отобраны пробы для проведения диатомового анализа. Пески, вскрытые во всех скважинах, по нашему мнению, не могут быть отнесены к потоковым, поскольку содержат много алеврита, зачастую глинистого материала, они крайне маломощные, а главное — низы этих песков не сложены осадками, похожими на базальную фацию аллювия, то есть не наблюдается существенного укрупнения зернистости материала. Единственная скважина, где в низах песков размерность укрупняется до крупнозернистой — П-3а, но подстилается этот более крупный песок ритмичными переслаиваниями, то есть явно озерными осадками. Поэтому мы склонны считать эти пески прибрежной фацией небольшого мелеющего водоема.

Установлено, что минимальная высота кровли морены в профиле – 38 метров, в то время как в Приильменской низменности даже современная поверхность ниже, как минимум, на 5-10 метров. Таким образом, уровень приледникового озера должен быть не ниже 40 м н.у.м., чтобы быть единым бассейном для территорий по обе стороны Порховской ложбины. После того, как уровень озера упал ниже 40 м, сток на запад происходить не мог, соответственно, он мог происходить только на север.

Разумеется, на основании лишь геологических, полученных по небольшому буровому профилю, невозможно сделать уверенный вывод о том, что перетока из приледникового озера, расположенного в районе Приильменской низменности, в этом месте не было. Назревает вопрос датирования и определения засвеченности отобранных песков, а также инструментального определения максимальных высот в Приильменской низине, на которых встречаются озёрно-ледниковые осадки, поэтому работы в этом направлении будут продолжены.

Финансирование. Исследование выполняется при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 25-27-00074.

ЛИТЕРАТУРА

Васильева Н.В., Субетто Д.А., Вербицкий В.Р., Кротова-Путинцева А.Е. История формирования Ильмень-Волховского бассейна // Известия Российского государственного педагогического университета им. А.И. Герцена. 2012. С. 141−150.

Виноградов А.Ю., Обязов В.А., Субетто Д.А., Кадацкая М.М., Виноградов И.А. Уровенный режим озера Ильмень // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2019. Т. 1. Вып. 2. С. 190−218. doi: 10.34753/HS.2019.1.2.002

Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. АН СССР. Л.: Наука, 1975. 278 С.

Комагорова М.А. Дискуссионный вопрос генезиса гряды Поозерье в северном Приильменье // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России. 2023. Выпуск 10, с. 345−351. doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-345-351

Кямяря В.В., Рыбалко А.Е., Ненашев Ю.П., Вербицкий В.Р. Государственная геологическая карта четвертичных образований Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Ильменская. Лист O-36-XIV (Великий Новгород). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 255 с.

Кямяря В.В., Мохов В.В., Семенова Л.Р. Четвертичная система. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Листы O-35 Псков, (N-35), O-36 Санкт-Петербург. Объяснительная записка. Часть 1. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. 510 с.

Малаховский Д.Б. К вопросу об истории развития рельефа района оз Ильмень // Материалы по геол. и пол. ископ. северо-запада СССР. 1966. №. 5. С. 186−191

Насонова Л.Д., Саммет Э.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Серия Ильменская. Листы О-35-XXVI, О-35-XXIX, XXX. Объяснительная записка. М.: Недра, 1987

Соколов Н.Н. Геоморфологический очерк района р. Волхов и оз. Ильмень. Материалы по исследованию р. Волхов и его бассейна. Вып. VII. Л., 1926. 360 С.

Саммет Э.Ю. Современные (голоценовые отложения). Строение четвертичной толщи. Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада европейской части СССР (Ленинградская, Псковская и Новгородская области). Л.: Наука, 1969. 256 с.

Украинцев В.Ю., Зазовская Э.П., Захаров А.Л., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю. О времени проявления эпохи обильного речного стока в бассейне Волги // Водные ресурсы. 2024. Т. 51. №3. С. 235−243. doi: 10.31857/S0321059624030015

Gorlach A., Hang T., Kalm V. GIS-based reconstruction of Late Weichselian proglacial lakes in northwestern Russia and Belarus // Boreas. 2017. Vol. 46. Is.3. P. 486-502. doi:10.1111/bor.12223

Hawker L., Uhe P., Paulo L., Sosa J., Savage J., Sampson C., Neal J. A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed // Environmental Research Letters. 2022. Vol. 17. Iss. 2, 024016. doi: 10.1088/1748-9326/ac4d4f

ON THE EXISTENCE OF WATER OUTFLOW WESTWORD FROM THE ILMEN LOWLEND THROUGH THE PORKHOV DEPRESSION

Komagorova M.A.[1,2]. Ukraintsev V.Yu.[1], Kachalov A.Yu.[1]

[1]Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[2]Fersman Mineralogical Museum, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

The question of the existence and altitude of the mirror surface of the Privaldy proglacial lake over the years remains a subject of debate, as data on the sediments of this lake are quite limited. The literature contains theoretical information about the outflow of waters from the proglacial lake into the Priilmenskaya lowland through the Porkhov depression to the west. The goal of this research was to find geological evidence of outflow through the Porkhov depression. To achieve this, a borehole profile was drilled in the depression. The data obtained do not support the hypothesis of the existence of the said outflow.

Keywords: *varved clays, Lake Ilmen, glaciolacustrine sediments, northwestern Russia*

REFERENCES:

Gorlach A., Hang T., Kalm V. GIS-based reconstruction of Late Weichselian proglacial lakes in northwestern Russia and Belarus // Boreas. 2017. Vol. 46. Is.3. P. 486-502. doi:10.1111/bor.12223

Hawker L., Uhe P., Paulo L., Sosa J., Savage J., Sampson C., Neal J. A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed // Environmental Research Letters. 2022. Vol. 17. Iss. 2, 024016. doi: 10.1088/1748-9326/ac4d4f

Komagorova M.A. The debated question of the genesis of the Poozerye ridge in northern Priilmenye // Relief and Quaternary deposits of the Arctic, Subarctic and North-West Russia. 2023. Issue 10, pp. 345–351 (in Russian). doi: 10.24412/2687-1092-2023-10-345-351

Kvasov D. Late Quaternary history of large lakes and inland seas of Eastern Europe. Academy of Sciences of the USSR. Leningrad: Nauka, 1975. 278 p. (in Russian).

Kyamyarya V., Rybalko A., Nenashov Y., Verbitsky V. State Geological Map of Quaternary formations of the Russian Federation at 1:200,000 scale. Ilmen series. Sheet O-36-XIV (Veliky Novgorod). Explanatory Note. St. Petersburg: Cartographic Factory of VSEGEI, 2007. 255 p. (in Russian).

Kyamyarya V., Mokhov V., Semenova L. Quaternary system. State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:1,000,000 (third generation). Central European series. Sheets O-35 Pskov, (N-35), O-36 St. Petersburg. Explanatory Note. Part 1. St. Petersburg: Cartographic Factory of VSEGEI, 2012. 510 p. (in Russian).

Malakhovsky D.B. On the history of landscapes development in the Ilmen area. Materials on geological and paleontological studies of the northwest USSR. 1966. № 5. pp. 186–191 (in Russian).

Nasonova L., Sammet E. State Geological Map of the Russian Federation at 1:200,000 scale. Ilmen series. Sheets O-35-XXVI, O-35-XXIX, XXX. Explanatory Note. Moscow: Nedra, 1987 (in Russian).

Sammet E. Modern (Holocene) deposits. Structure of the Quaternary strata. Geomorphology and Quaternary deposits of northwestern European part of the USSR (Leningrad, Pskov, and Novgorod regions). Leningrad: Nauka, 1969. 256 p. (in Russian).

Sokolov N. Geomorphological sketch of the Volkhov River and Ilmen Lake area. Materials on the study of the Volkhov River and its basin. Issue VII. Leningrad, 1926. 360 p. (in Russian)

Ukraintsev V., Zazovskaya E., Zakharov A., Maksimov F., Petrov A. On the timing of the epoch of abundant river flow in the Volga basin // Water Resources. 2024. Vol. 51. Iss. 3. P. 163−170. doi: 10.1134/S0097807824700714

Vasilyeva N., Subetto D., Verbitsky V., Krotova-Putintseva A. History of the formation of the Ilmen-Volhov basin. Proceedings of the Russian State Pedagogical University named after A.I. Herzen. 2012. pp. 141–150 (in Russian)

Vinogradov A., Obzjov V., Subetto D., Kadatskaya M., Vinogradov I. Water level regime of Lake Ilmen // Hydrosphere. Dangerous processes and phenomena. 2019. Vol. 1., № 2. P. 190–218 (in Russian). doi: 10.34753/HS.2019.1.2.002

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-454-464

О РЕЗУЛЬТАТАХ ИЗУЧЕНИЯ КАЙНОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ, ОСТАНЦОВ И ДИСЛОЦИРОВАННЫХ ПОРОД ОРДОВИКА, ИХ ФАУНЫ И МИНЕРАЛОВ У КРАЯ ГЛИНТА В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

✉ *Крылов А.В.*

ФГБУ «Институт Карпинского», Санкт-Петербург, Россия
✉ *krylov-polageo@yandex.ru*

В статье описываются разрезы останцов ордовикских пород в окрестностях г. Санкт-Петербурга: на реках Ижоре и Кузьминке, дислокаций оврага Красного села, 2 новых вида трилобитов латорпского и волховского горизонтов ордовика: *Onchometopus izhoricus* sp. nov., *Phorocephala sophiensis* sp. nov. и древнейший представитель рода *Asaphus* - *Asaphus priscus* Lamanskyi, 1904, также отмечаются находки диапиров, зеленых плагиоклазов и железо-марганцевых руд. На р. Тызьве обнаружены моллюски *Peregriana peregra* (Muller) типичные для пресноводных водоемов, впадающих в Балтийское море. Находки подобных образований говорят об активной денудационной деятельности и сложной истории глинта в этом районе.

Ключевые слова: *кайнозойские отложения, останцы и дислокации ордовикских пород, окрестности Санкт-Петербурга, линия глинта, глиняные диапиры, зеленые плагиоклазы, железо-марганцевые руды, моллюски, трилобиты*

Описываемый район южной окраины г. Санкт-Петербурга и прилегающих районов Ленинградской области имеет важное значение в истории геологии, палеонтологии и геоморфологии России. Именно здесь была составлена первая научная геологическая карта, описаны первые обнажения палеозойских пород в России и многие виды ископаемой фауны [*Strangways, 1821; Балашова, 1966; Кудрявцев и Лебедев, 1881*]. Он также служит местом проведения геологических экскурсий, а Т.Н. Алиховой была создана его геологическая карта [*Гос. геол. карта, 1960*]. Однако, некоторые останцы и отторженцы ордовикских пород за пределами глинта, дислоцированные разрезы у его края, их фауна, минералы и образования кайнозоя и особенности геоморфологического строения, как ранее отмечалось, требуют доизучения, что и было нами осуществлено в течении последних лет.

Интересной геоморфологической особенностью данного района в отличие от большинства соседних является сохранение останцовых образований, сложенных ордовикскими породами севернее нынешней линии глинта [*Strangways, 1821; Кудрявцев и Лебедев, 1881*] а также широкое развитие вторичных кайнозойских процессов. Глинт в этом районе имеет выраженное двухступенчатое строение (рис 1). Первая линия глинта отражающая отступление моря здесь проходила в районе Пулковских высот и Верхнекузьминского водохранилища. Кембрийские глины формируют хорошо выраженный в рельефе уступ высотой до 20-30 м резко обрывающийся к северу осложненный глиняным диапиризмом (диаметр видимого автором вскрытого ж.д. выемкой рядом с ул. Сарицкая (пос. Шушары) глинного диапира до 100 м, при высоте 10 м, в боковых частях на срезе в ядре видны потоки серой глины). Диапиры у пос. Войскорово, на склоне горы Глиняная, у д. № 104 на Пулковском шоссе и севернее памятника «Пулковский рубеж» (рядом с Пулковским шоссе) частично обнаженные в ранее установленных канавах и котлованах имели более крупные размеры.

Район Пулковского водохранилища. Четвертичные глины у Пулковского водохранилища и выше него по долине р. Пулковки формируют останцы и отторженцы характеризующийся уменьшением мощности пород с 20 до 1 м, и увеличением ширины с 0,2 до 1,5 км. Подстилающие синие кембрийские глины вскрыты скважинами у здания подстанции, имея мощность 5 м. Выше них внутри толщи серовато-зеленых и светло-

коричневых глин плейстоцена мощностью 1,5-7 м отмечаются ныне заплывшие глинами и, в основном, затопленные водами Пулковского водохранилища дислоцированные отторженцы, глыбы и щебень пород, фауна ордовика, валуны красноватых гранитов, черных плагиоклазов, гранатовых сланцев и гнейсов. Эти глины также вскрыты в котловане края ж.д. выемки на ул. Сарицкая (пос. Шушары), Нагорного парка, канавах у пос. Пулково, в кровле обнажений на р. Кузьминке и содержат кости позвоночных и остатки древесины. Интересной особенностью этого уступа является наличие ордовикских пород в его кровле, а его высота соответствует высоте Балтийско-Ладожского глинта западнее и восточнее его, что говорит о его прибрежном происхождении. Уступ осложнен диапиризмом и прикрыт четвертичными глинами. Ему предлагается название Пулковского выступа. В разрезе речных террас р. Пулковки отмечены пресноводные и наземные моллюски голоцена: *Planorbis planorbis* (Linn.), *Succinea pfeifferi* Rossm. *Cochlicopa lubrica* (Mull.) (см. рис. 5 справа). Верхняя часть уступа отличается ровной поверхностью. Восточнее, за ж.д. ст. Александровская к югу от г. Пушкин (у быв с. Катлино) и г. Павловск (районы рек Поповки, Славянки, Тызьвы) (см. рис. 1) проходит вторая поздняя линия глинта [*Гос. геол. карта, 1960*]. Ордовикские известняки и доломиты (с фауной принадлежащие к латорпскому-азерискому горизонтам) залегающие в сероватых четвертичных глинах р. Пулковки могут представлять собой останцы и отторженцы, залегающие в полого-наклонном поле. В валунах красноватых доломитов нами впервые обнаружены фрагменты трилобитов *Paramegistaspis estonica* Tjern., что может говорить о наличие в этих отторженцах пород и леэтсеской свиты латорпского горизонта и *Megistaspis polyphemus* Torn. говорящие о наличие пород низов волховской свиты волховского горизонта в этих обнажениях.

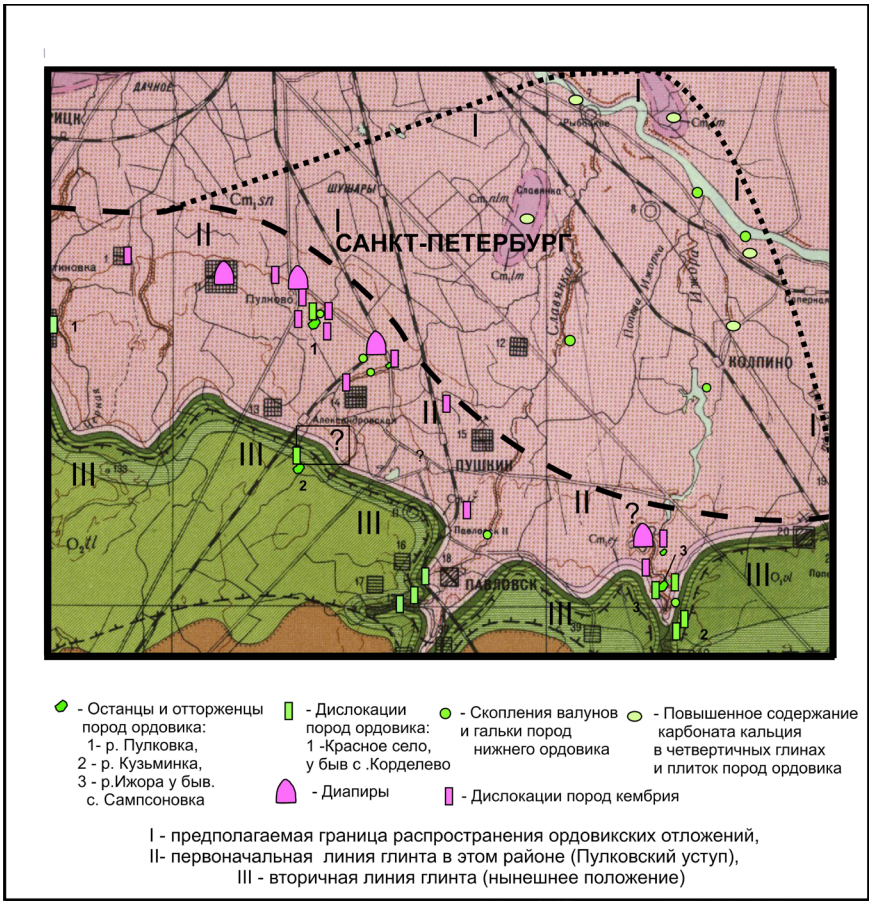


Рис. 1. Схема расположения дислокаций пород останцов и отторженцев пород кембрия ордовика, следов разрушения карбонатных пород в алевритах и диапиров в алевритах кембрия у юга г. Санкт-Петербурга фиксирующая раннее положение глинта.

Разрез Красносельского оврага у здания администрации. Коренной разрез глинта расположен по правому и в меньшей степени левому берегу ручья к западу от здания администрации Красносельского района и шведского редута. Брахиоподы из него впервые были отмечены Т.Н. Алиховой [*Гос. геол. карта, 1960*]. Нами ранее изучался разрез иного оврага в Красном Селе, в котором были найдены трилобиты [*Крылов, 2007*]. Исследованный разрез протяженностью 0,7 км представлен красноцветными и серыми доломитами верхней части волховской и серыми доломитами обуховской свит, мощностями около 12 м (также отмечается нижний чечевичный слой мощностью около 0,3 м) волховского и кундаского горизонтов, с трилобитами *Megistaspis limbata* Boeck, *Asaphus raniceps* Dalm., *Ampyx nasutus* Dalm., *Megistaspidella gigas* Ang., *Cyrtometopus affinuis* Ang., *Lapidaria* sp. Восточный край разреза оврага изогнут в серию антиклинальных складок (с углами падения крыльев 5-15°). Южнее в районе строящегося жилого комплекса при копании котлованов под фундаменты зданий в известняках и доломитах обнаружены трилобиты азериского и ласнамягиского горизонтов: *Asaphus kowalewskii* Law., *A. kotlukovi* Bal., *A. platyurus* Ang., *Illaenus (Baltillaenus) laticlavius* Eichw., *Illaenus (Pseudoillaenus) tauricornis* Kut, *Illaenus (Trigonillaenus) sinuatus* Holm, *Illaenus (Rutheniaillaenus) sulcifrons* Holm, *Illaenus (Illaenus) shroeteri* Schlol., *Illaenus (Spinogenus) schmidti* Niesk., *Neolillaenus excelensis* Holm, *Pandria koshkarovi* Krylov, *Homalopyge stacyi* (Schm.), *Pseudoasaphus* sp. а ниже у ручья у края глинта трилобиты волховского и кундаского горизонтов: *Pliomera fisheri* Eich., *Cyrtometopus clavifrons* Dalm, *Asaphus lepidurus* Nieszk., *A. expansus* Linn., *Megistaspidella* sp.

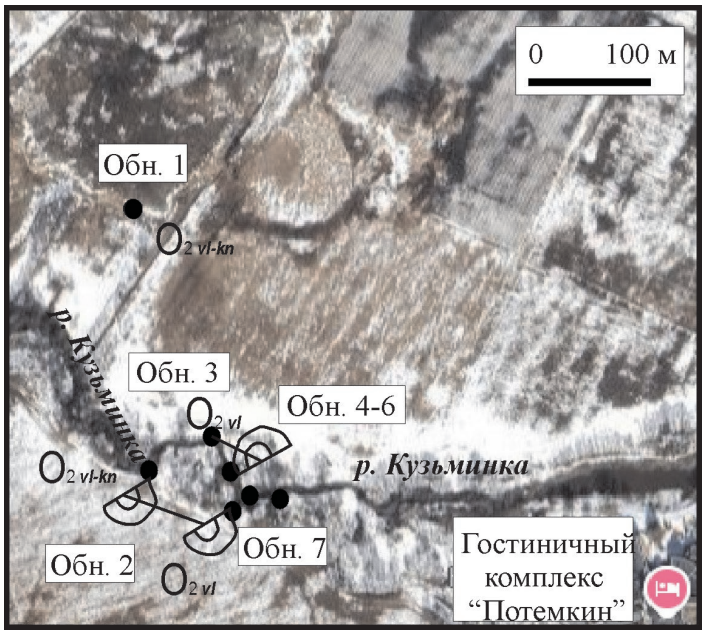


Рис. 2. Схема расположения дислоцированных ордовикских пород на р. Кузьминке (дислокации обозначены полуокружностями).

Кузьминские ордовикские останцы. Обнажения останцов ордовикских пород с трилобитами «*Asaphus expansus* Linne с треугольным головным щитом» по обоим берегам р. Кузьминка известны ещё в XIX веке [*Кудрявцев, Лебедев, 1881*] но детально не изучались. Эти разрезы расположены в 0,4-1,0 км вверх по течению реки (по обоим её берегам) от отеля «Потемкин» (рис. 2,3) и были исследованы. Ниже дается описание обн. 2 и 3. Пачка 1. Волховский горизонт представлен трещиноватыми средне- и тонкоплитчатыми серыми мергелями волховской свиты с трилобитами: *Asaphus lepidurus* Nieszk. (целые панцири), *Megistaspidella (Spinopyge) trianguaris* (Schmidt), *Megistaspis limbata* Boeck, *Ptychopyge volchovense* (Bal.), *Phorocephala sophiensis* sp. nov., *Lonchodomus volborthi* (Schm.) (см.рис. 8-9). Видимая мощность пачки 1,0 м. Пачка 2. Кундаский

горизонт представлен серыми мергелями с частыми мелкими оолитами гидроксидов железа (диаметром 1-3 мм) и обломки панцирей трилобитов: *Asaphus expansus* (Linn.), *Megistaspidella obtusicauda* Bohl., *Ptychopyge lesnikovae* Bal. Сверху породы покрыты желтоватой выветрелой пленкой ожелезнения. Мощность пачки 0,2 м. Породы трещиноваты, с пятнами доломитизации. В обн. 3-4 встречена бедная фауна. Река начинает формировать невысокий каньон с парой водопадов.



Рис. 3. Обнажения дислоцированных ордовикских пород из останцов на р. Кузьминка у г. Пушкин (справа - желтым цветом в обнажении резко выделяется выветрелый «нижний чечевичный слой»).

питающей парки г. Пушкин. В обн. 1 в серых доломитах и известняках кундаского горизонта обнаружены брахиоподы и головоногие *Endoceras* sp. и мшанки, а сами породы формируют небольшое плато, которое предлагаем назвать Кузьминским. При проходке расчисток поперек обнажений берегах р. Кузьминки установлено что породы сжаты в антиклинальные складки (углы падения крыльев до 10-30°), с пологой стороной прилегающей к берегам реки. Со всех сторон эти образования окружены выходами четвертичных глин и супесей с гранитными валунами что говорит в пользу того, что они могут дислоцированными останцами или отторженцами. Вопрос их истинной природы может быть решен бурением.

Река Ижора у быв. сел Корделево и Самсоновка. Для долины этой реки типично наличие останцов пород ордовика (рис. 4). В засыпанном карьере у с быв. с. Корделево на правом берегу р. Ижоры, выше моста обнажались породы леэтсеской свиты латорпского горизонта с трилобитами: *Proasaphus primus* Bal., *Asaphus priscus* Lam., *Onchometopus izhoricus* sp. nov. *Ptychopyge inostrantzewi* Lam., *Megalaspides leuchtenbergi* Lam., *M. schmidti* Lam., *Niobella snigirevskii* (Kryl.), *Krattaspis virdatus* Opik, *Calyptaulax* sp. (см. рис. 8, 9) и низов волховской свиты (пачка «дикари») с *Megistaspis polyphemus* Torn., *Niobella imparilimbata* Bohl. В разрезе в 0,5 км вниз по течению моста на правом берегу р. Ижоры отмечены дислоцированные красноватые и желтоватые доломиты и известняки латорпского горизонта с трилобитами *Paramegistaspis estonica* Tjern., *Asaphus* sp., брахиоподами и известняки волховской свиты волховского горизонта мощностью 2,5 м (подобные разрезы отмечены у пещеры и 2 канав). Крупный разрез останца обнажается у быв. с. Сампсоновка в пределах обрыва в 4 км с северу от глинта и содержит красноватые доломиты волховской свиты волховского горизонта с трилобитами *Asaphus lepidurus* (Nieszk.) мощностью 2,5 м и обуховской свиты кундаского горизонтов с моллюсками *Endoceras* sp. мощностью 2 м (см. рис. 4, 9) и у подножья доломиты леэтсеской свиты с трилобитами *Paramegistaspis estonica* (Tjern.), *Onchometopus izhoricus* sp. nov.. Породы падают на запад под углом до 20°, залегая на рыхлых кембрийских глинах, оболовых

песках и диктионемовых сланцах, длина останца 0,5 км. Из плит пород с *Paramegistaspis estonica* Tjern. и *Asaphus priscus* Lam. построена мельница в пос. Войскорово.



Рис. 4. Обнажения ордовикских пород на р. Ижоре у быв. с. Сампсоновка: вид с востока и севера.



Рис. 5. Пресноводные моллюски кайнозоя из разрезов рек Тызьва и Пулковка.

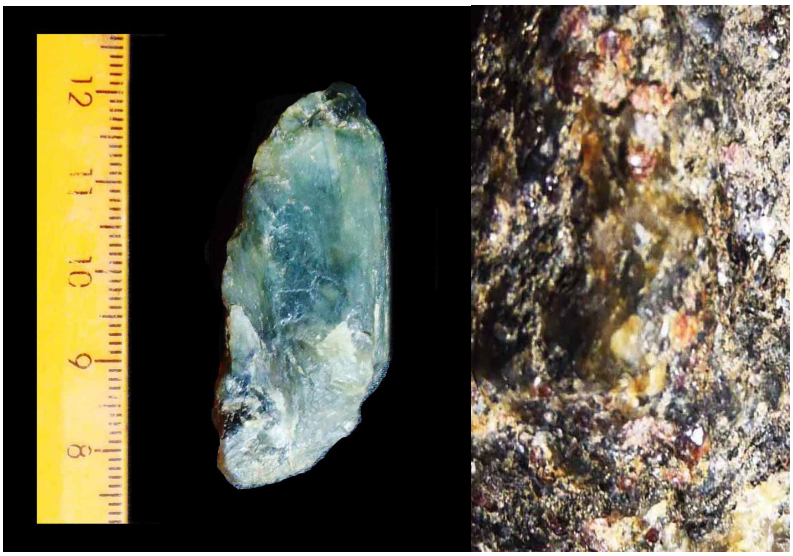


Рис. 6. Найденные кристаллы зеленого плагиоклаза, р. Тосна и с. Пулково.



Рис. 7. Останец «Красная Горка» (фото из сети Интернет) и Fe-Mn руда из его кровли.

Реки Тызьва и Поповка. В разрезе у ж.д. моста на р. Тызьва (рис. 5, слева) в линзах слоистых коричневых глин с хорошо окатанной галькой обнаружены толстостенные фоссилизированные *Peregriana peregra* (Muller) типичные для пресноводных водоемов впадающих в Балтийское море [*Malm et. al., 1999*] выше - валун известняка с Pseudoasaphidae, в обнажениях на р. Поповке отмечен трилобит *Geragnostus ingrica* (Schm.).

Другие образования. Скопления валунов пород волховской и леэтсеской свит на р. Пулковке выше Пулковского водохранилища, в русле реки Кузьминки, на р. Ижоре в г. Колпино, у ул. Сарицкая, у ж.д. ст. Понтонная, ж.д. ст. Славянка. В обнажениях у быв. пос. Рыбацкое на р. Неве, карьерах у ж.д. Понтонная, в карьере им. Я.М. Свердлова, к северу от г. Колпино отмечается повышенная карбонатность четвертичных глин, что может служить признаком разложения ордовикских пород (изредка там находились и известняки ордовика). Эти факты говорят, о былом расположении глинта севернее его нынешней границы.

Наблюдения над минералами и рудами. В районе останца «Красная Горка» в кровле разреза песков на берегу р. Тосны изучено проявление оолитовых железо-марганцевых руд (рис. 7) коры выветривания (лимонит, гематит и псиломелан), мощность рудного пласта 0,1-0,5 м протяженность 40 м, возможно продолжение на соседних склонах) со следами древней отработки. На порогах рек Ижоры и Тосны и в валунах с красноватым полевым шпатом в Красном Селе и гранатовых сланцах в Пулково встречены кристаллы зеленого полупрозрачного и прозрачного плагиоклаза (рис. 6) с плеохроизмом годного для изготовления украшений (опред. Н.Ю. Никуловой). В разрезе коры выветривания старого затопленного карьера у с. Пикколово (бывшие выработки медных руд) отмечены включения халькопирита, марказита и пирита диаметром до 3 см.

Описание трилобитов
Род *Asaphus* Brongniart, 1822
Asaphus priscus Lamanskyi, 1905
[Ламанский, 1905, с. 61-62]
(рис 8 е, ё, ж, з, и, р, часть образцов впоследствии повреждена).

Материал: 2 панциря, 3 пигидия и 1 ядро пигидия.

Неотип: поврежденный панцирь, рис. 8 е, ё, латорпский горизонт, верхняя часть леэтсеской свиты, р. Ижора у быв. с. Корделево, музей Поляргео, Г-1. В связи с потерей образцов этот вида из коллекции В.В. Ламанского нами выделен неотип.

Неопаратипы: 1 поврежденный панцирь и 3 пигидия и 1 ядро пигидия, рис. 8 ж, з, и, р, привязка и возраст аналогичны неотипу. Из-за утраты образцов этот вида из коллекции В.В. Ламанского нами устанавливаются неопаратипы на своем материале.

Замечание. Этот вид, является древнейшим представителем рода *Asaphus* Brongniart, 1822 на северо-западе России. Его представители впервые были обнаружены в разрезе р. Волхов у с. Никольщина (уровень BIIα, «дикари»). В.В. Ламанский [*Ламанский, 1905*] выделяя его, отмечал, что в сравнении с *Asaphus broggeri* (Schmidt, 1898) головогрудь (цефалон) этого вида имеет более удлиненную форму, щеки более оттянуты назад и оканчиваются более острыми углами, глазные крышки меньше, отстоят дальше от заднего края головогруди, ветви лицевых швов сходятся под более острым углом, глабель не доходит до места его соединения, вследствие чего впереди головогрудного щита наблюдается небольшой лимб, хвостовой щит - немного более удлинен. По нашему мнению, от *Asaphus broggeri* (Schmidt, 1898) этот вид отличается: более сжатым с боков округло-треугольным цефалоном, заостренной кпереди и слабовогнутой с боков глабелью, глазными крышками отстоящими от заднего края на расстоянии в полтора раза меньше их длины, суженным с боков пигидием, тремя выраженными отпечатками колец на рахисе ядра пигидия и трапециевидным слабозакругленным окончанием пигидия.

Распространение. Нижний ордовик, аренигский ярус, латорпский горизонт, верхняя часть леэтсеской свиты: р. Волхов, р. Поповка, р. Ижора у с. Корделево (утрачен) и с. Войскорово (из плит), р. Тосна, плитки доломита и известняка в районе Стрельны.

Род *Phorocephala* Lu, 1965

Phorocephala sophiensis sp. nov.

(рис. 8, н, о, п, с, т, у).

Название новому виду дано в честь старого района г. Пушкин – Софии.

Материал: 2 кранидия.

Голотип: кранидий, рис. 8 н, о, п, волховский горизонт, верхняя часть волховской свиты («фризы), р. Кузьминка у г. Пушкин, музей Поляргео, В-1.

Паратип: кранидий, рис. 8 с, т, у, волховский горизонт, верхняя часть волховской свиты («фризы»), карьер у с. Путилово, музей Поляргео, В-2.

Диагноз. Кранидий спереди слабовыпуклый. Предглабельное поле узкое равно ширине предглабельной каймы. Глабель трапециевидная, спереди закруглена, умеренно-выпуклая. Затылочное кольцо короткое и узкое.

Описание. Кранидий небольших размеров (табл. 1), слабовыпуклый, с узкой передней толстой краевой каймой, покрыт единичными маленькими бугорками или гладкий. Предглабельное поле узкое равно ширине предглабельной каймы. Глабель трапециевидная спереди закруглена, умеренно выпуклая. Затылочное кольцо короткое и узкое. Его длина в два с половиной раза меньше длины глабели. Глазные крышки приближены к переднему краю на расстояние трети их длины.

Табл. 1. Результаты измерений образцов

Параметры измерений	В-1	В-2
Длина кранидия (мм)	2,25	4,1
Ширина передней краевой каймы кранидия (мм)	0,25	0,3
Длина глабели (мм)	1,5	2,5
Длина глазных крышек (мм)	1,5	2,0

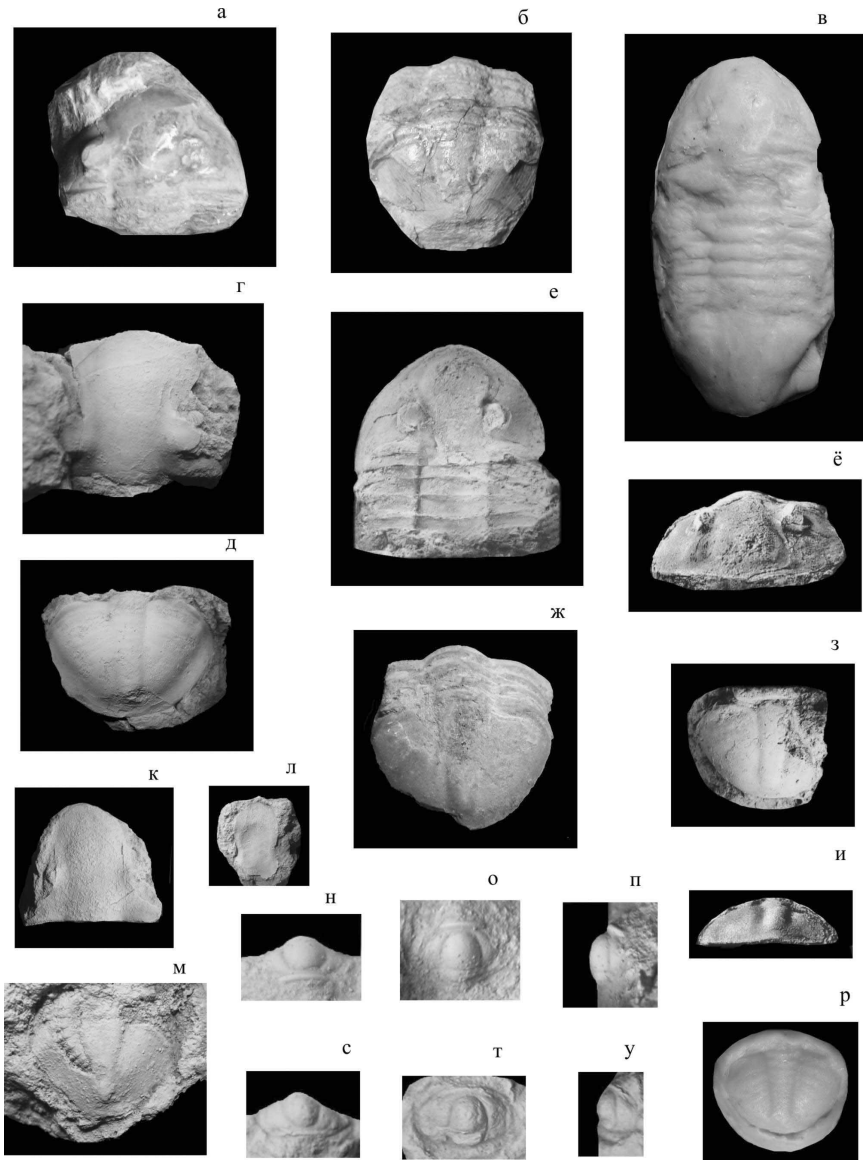


Рис. 8. Трилобиты латорпского-кундаского горизонтов ордовика окрестностей Санкт-Петербурга и Ленинградской области (начало):

а,б - *Asaphus lepidurus* Nieszk.: р. Кузьминка, в - *Asaphus raniceps* (Dalm.)(слепок с отпечатка):, овраг в Красном Селе: г,д - *Paramegistaspis estonica* (Tjern.), быв. карьер у с. Корделево; е, ё, ж, з, и, р - *Asaphus priscus* Lam., быв. карьер у с. Корделево, неотип и неопаратипы; к, л, м - *Megalaspides leuchtenbergi* (Lam.), Bal, быв. карьеры у с. Корделево и у с. Бабино, *Phorocephala sophiensis* sp. nov., кранидий (х 1,5), голотип: н - вид спереди, о -вид сверху, п - вид сбоку, р. Кузьминка у г. Пушкин: кранидий (х 1), паратип: с - вид спереди, т - вид сверху, у – вид сбоку, карьер у с. Путилово.

Сравнение. От *Phorocephala teilhardi* Shoening et Popp, 2015 из валунов (соответствующих по возрасту формации Кунда) местности Лаехайде (г. Оснабрюк, Северная Германия) [*Shoening, Popp, 2015*] новый вид отличается: узкой предглабельной каймой, широким предглабельным полем, менее выпуклой глабелью, меньшей шириной и выпуклостью затылочного кольца.

Распространение. Нижний ордовик, дапинский ярус, волховский горизонт, верхняя часть волховской свиты, «фризы», р. Кузьминка у г. Пушкин, карьер у с. Путилово, сборы автора, 2004-2021 г.

Род *Onchometopus* Schmidt, 1898

Onchometopus izhoricus sp. nov.

(рис. 9 ё, ж, з, н, р, т, у).

Название новому виду дано по р. Ижоре.

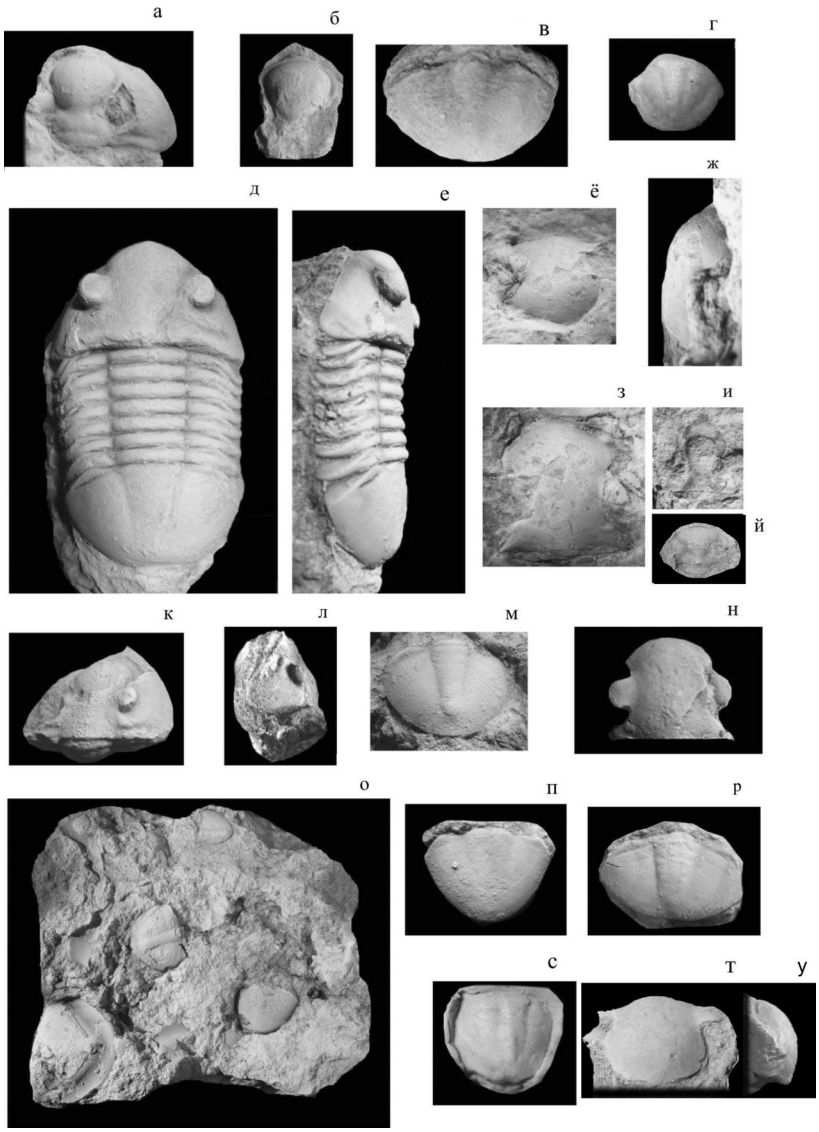


Рис. 9. Трилобиты латорпского-кундаского горизонтов ордовика окрестностей Санкт-Петербурга и Ленинградской области (продолжение):

а, б, в, п, т - *Proasaphus primus* Bal. р. Поповка и карьер у быв. с. Корделево, г - *Lapidaria* sp. овраг в Красном селе, в - *Asaphus priscus* Lam., быв. карьер у с. Корделево; д, е - *Onchometopus volborthi* (Schm.), карьер у с. Путилово, *Onchometopus izhoricus* sp. nov., кранидий (х 0,5), голотип: ё - вид спереди, ж – вид сбоку, з -вид сверху, р. Ижора у быв. с. Сампсоновка; паратипы, кранидий: н, т, у, обломок пигидия: р, быв. карьер у с. Корделево; и - *Megistaspidella obtusicauda* Bohl., р. Кузьминка, к, л, м - *Ptychopyge inostranzewi* (Lam.), быв. карьер у с. Корделево: п - *Magalaspides schmidti* (Lam)., пигидий, быв. карьер у с. Корделево, й, с - *Asaphus expansus* (Linn.), р. Кузьминка, цефалон и обломок пигидия, о - плита с пигидиями *Paramegistaspis estonica* (Tjern.), *Megalaspides schmidti* (Lam.), *Asaphus priscus* Lam., плита доломита из района Стрельны.

Материал: 2 кранидия и 1 пигидий.

Голотип: поврежденный кранидий, рис. 9 ё, ж, з, латорпский горизонт, верхняя часть леэтсеской свиты, р. Ижора у быв с. Сампсоновка, музей Поляргео, Д-2.

Паратипы: кранидий и пигидий, рис. 9 н, р, т, у, латорпский горизонт, верхняя часть леэтсеской свиты, карьер, р. Ижора у быв. с. Корделево, музей Поляргео, Д-1 и Д-3.

Диагноз. Кранидий с пологой передней частью. Затылочный бугорок отсутствует. Глазные крышки отдалены от заднего края кранидия на расстояние равное их длине. В задней части кранидия отсутствуют боковые поперечные борозды.

Описание. Кранидий небольших-средних размеров (табл. 2), с пологой передней частью и округло-треугольным передним краем. Передние ветви кранидия сначала расходятся затем сходятся, а задние ветви расходятся. Затылочного бугорка нет. Глазные крышки небольших размеров, слабовыпуклые, отдалены от переднего края кранидия на

расстояние вдвое больше их длины. В задней части кранидия отсутствуют боковые борозды. Пигидий с четким рахисом и тремя кольцами вначале, полуэлиптический.

Табл. 2. Результаты измерений образцов.

Параметры измерений	Д-1	Д-2	Д-3
Длина кранидия (мм)	8	13	-
Ширина кринидия (мм)	9	-	-
Длина глазных крышек (мм)	2,5	3,5	-
Длина пигидия (мм)	-	-	11

Сравнение. От *Onchometopus volborthi* Schmidt, 1898 [*Schmidt, 1898*] новый вид отличается: пологой передней частью кранидия, отсутствием бугорка в затылочной части глабели, слабовыпуклыми глазными крышками, отстоящими от переднего края кранидия на расстояние вдвое больше их длины и отсутствием боковых узких борозд в задней части кранидия и четким рахисом пигидия с выраженными окончанием и тремя кольцами.

Замечание. Отсутствие у кранидия выраженного затылочного кольца, покатой задней части кранидия, боковых борозд на глабели, небольших глазных крышек говорит о возможной его принадлежности к представителям рода *Onchometopus* Schmidt, 1898.

Распространение. Нижний ордовик, флоский ярус, латорпский горизонт, слои с *Paramegistaspis estonica* (Tjern.), р. Ижора, бывший карьер у с. Корделево, воронка у с. Сампсоновка, сборы автора, 2004-2021 г.

Выводы. В результате проведенных работ описано 3 разреза останцов пород ордовика на р. Ижоре и Кузьминке, разрезы дислокаций в Красном Селе и изучены их трилобиты принадлежащие к 25 видам (2 вида из них являются новыми, один – доизучен). Наличие глиняного диапиризма, останцов севернее нынешней линии глинта вместе с валунами и карбонатизацией четвертичных глин, находки моллюсков, живших в реках неподалеку от мест их впадения в море, позволяет предположить, что ранее глинт выступал к северу от его современного положения и имел длительную и сложную историю образования в этом районе.

ЛИТЕРАТУРА

Балашова Е.А. Трилобиты раннеордовикских отложений Русской платформы // Вопросы палеонтологии. Т. 5, изд-во ЛГУ, Л. 1966. С. 3-23.

Государственная геологическая карта СССР. Лист О-36-I. м-б. 1: 200 000/под ред. Т.Н. Алиховой, Л., 1960. 2 с.

Крылов А.В. Разрезы ордовика в районе Красного Села//Геология в школе и вузе: Геология и цивилизация, Мат-лы V Международной кон-ции, СПб, 2007, с. 69-72.

Кудрявцев Н. В., Лебедев И.М. Геологическое описание окрестностей Красного и Царского села. СПб, тип. В. Демакова, 1881, 74 с.

Ламанский В.В. Древнейшие слои силурийских отложений России//Труды Геологического комитета. Новая серия. Вып. 20, СПб., тип. М. Стасюлевича, 1905, 147 с.

Malm T., Engkvist R., Kautsky L. Grazing effects of two freshwater snails on juvenile *Fucus vesiculosus* in the Baltic Sea // Marine Ecology Progress Series. 1999. Vol. 188. P. 63-71. doi: 10.3354/meps188063

Schmidt F. Revision der ostbaltischen silurishen trilobiten. Abtheilung 5. Asaphiden. Lieferung 1, St-Petersburg, 1898, 46 s.

Schoning H., Popp A. Phorocephala teihardi n. sp. eir neur Trilobite aus einem Gesenshiebe baltoskandischer Herkunft // Osnabrucker Naturwissenschaftliche Milleilungen Band. 2015. Vol 41. P. 19-28.

Strangways W.T. Geological Sketch of the Environs of Petersburg // Transactions of the Geological Society of London. 1821. Vol. 5. P. 392-458.

ABOUT RESULTS OF STUDING OF CENOZOIC FORMATIONS, THE REMAINS AND DISLOCATED ROCKS OF ORDOVICIAN AND ITS FAUNA AND MINERALS NEAR BORDER OF GLINT OF VICINITY OF SAINT-PETERSBURG TOWN

Krylov A.V.

Karpinskii Geological Reseach Institute, St. Petersburg, Russia

In this article were described sequences of remains rocks of in Izhora and Kuzminka rivers, dislocations of Krasnoe Selo in southern part of Saint-Petersburg town vicinities. It is considered descriptions of two trilobite species: Onchometopus izhoricus sp. nov., Phorocephala sophiensis sp. nov. and Asaphus priscus Lamanskyi, 1904 which more ancient species of genus Asaphus of Latorp and Volhov Stages of the Ordovician, clay diapirs and green plagioclases and iron-magnese ores. In Tyzva river in clays were found Peregriana peregra (Muller) which was typic for fresh water basins which often flow in Baltic Sea. The founding of similar objects says of active denudation motion and difficult history of Baltic-Ladoga glint in this region.

Key words: *Cenozoic formations, Ordovician remain and dislocation rock blocks, clay diapirs, vicinity of Saint-Petersburg town, line of glint, clay diapirs, green plagioclases, iron-magnese ores, mollusks, trilobites.*

REFERENCES:

Balashova E.A. Trilobites of the Early Ordovician Deposits of the Russian Platform // Problems of Paleontology, Vol. 5, Leningrad State University Press, Leningrad. 1966. P. 3–23. (in Russian).

State Geological Map of the USSR. Sheet O-36-I. scale 1: 200,000/ed. by T.N. Alikhova, Leningrad, 1960, 2 p.

Krylov A.V. Ordovician Sections in the Krasnoe Selo Area // Geology in Schools and Universities: Geology and Civilization, Proceedings of the V International Convention, St. Petersburg, 2007. P. 69–72.

Kudryavtsev N.V., Lebedev I.M. Geological Description of the Environs of Krasnoe and Tsarskoe Selo. St. Petersburg, type. V. Demakova. 1881. 74 p.

Lamansky V.V. The Oldest Layers of Silurian Deposits in Russia // Transactions of the Geological Committee. New Series. Issue 20, St. Petersburg, M. Stasyulevich Publishing House, 1905. 147 p.

Malm T., Engkvist R., Kautsky L. Grazing effects of two freshwater snails on juvenile *Fucus vesiculosus* in the Baltic Sea // Marine Ecology Progress Series. 1999. Vol. 188. P. 63-71. doi: 10.3354/meps188063

Schmidt F. Revision der ostbaltischen silurishen trilobiten. Abtheilung 5. Asaphiden. Lieferung 1, St-Petersburg, 1898, 46 s.

Schoning H., Popp A. Phorocephala teihardi n. sp. eir neur Trilobite aus einem Gesenshiebe baltoskandischer Herkunft // Osnabrucker Naturwissenschaftliche Milleilungen Band. 2015. Vol 41. P. 19-28.

Strangways W.T. Geological Sketch of the Environs of Petersburg // Transactions of the Geological Society of London. 1821. Vol. 5. P. 392-458.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-465-470

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЗЕР НА ТЕРРИТОРИИ ОТ ЮГА МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ ДО ВОСТОКА ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

✉ *Левкова Д.Н.[1], Пронина А.В.[2], Рубцов П.Г.[1]*

[1]РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия
[2]Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
✉ *velajrad@gmail.com*

Летом 2025 г. коллективом авторов были проведены работы по сбору данных о температурном режиме, pH, гранулометрического состава донных отложений и концентрации CO_2 и O_2 в поверхностном и придонном слоях 9 озер Северо-Запада Европейской части России от 66°с.ш. до 59°с.ш. При проведении работ также были отобраны пробы поверхностных донных отложений для изучения концентрации общего органического углерода. В настоящей работе представлены данные по изменению температуры и pH придонного слоя воды в исследованных водоемах на литорали, в профундали и на промежуточной глубине в водоемах, расположенных по градиенту широт. Результаты позволяют проанализировать зависимость между исследованными параметрами, глубиной водоема и среднегодовой температурой (климатической зоной), в которой находится водоем. Полученные данные позволят найти корреляции между исследованными параметрами и среднегодовыми температурами, среднеиюльской и среднеянварской температурой, а также сравнить вариабельность исследованных факторов на градиенте широт в зависимости от глубины.

Ключевые слова: *лимнология, гидрохимия, озера, Кольско-Карельский регион, Ленинградская область, CO_2, O_2*

Введение. Развитие и изменение озер зависят от сложного взаимодействия с окружающей территорией. На морфологию, гидрологию, гидрофизические и гидрохимические характеристики водоема влияют как зональные факторы (температура, солнечная радиация, объем осадков и испарений, модуль стока), так и азональные (типы подстилающих горных пород, рельеф, свойства почв и их химический состав, соотношение подземных и поверхностных источников питания, проточность) [*Драбкова, Сорокин, 1979*].

Наибольшей озерностью характеризуются северные территории Европейской части России - Кольско-Карельский сегмент Балтийского кристаллического щита (средняя озерность – 13,6%) и северо-запад Русской плиты (6%) [*Измайлова, 2019*]. Наиболее изученными являются крупные озера, такие как Имандра, Ладожское и Онежское, в то время как менее изученные малые озера представляют особый интерес для исследований. Водная масса озера содержит информацию о современном экологическом состоянии озерной экосистемы, а в донных отложениях зафиксированы фоновые природные условия, которые менялись с течением времени и сопутствовали эволюции озера.

Цель данной работы — проследить, как изменяются температура и pH в литорали, профундали и на промежуточной глубине, и оценить корреляцию между исследованными факторами и среднегодовой, среднеиюльской и среднеянварской температурой воздуха. В дальнейшем возможно продолжение изучения этих озер для решения различных задач.

Материалы и методы. Летом 2025 г. состоялась экспедиция, в результате которой проведены комплексные исследования на 9 озерах (рис. 1), расположенных на территории от 66°с.ш. до 59°с.ш. Экспедиция имела рекогносцировочный характер, поэтому критерием выбора некоторых озер являлась транспортная доступность. В основном выбирались непроточные озера с небольшой площадью водной поверхности.

Сбор проб поверхностных донных отложений производился дночерпателем Экмана-Берджи в трех лимнологических зонах — профундали, литорали и с промежуточной

глубины. Во всех точках отбирались пробы с целью определения гранулометрического состава. В самой глубокой точке отбирались пробы для определения концентраций общего органического углерода (TOC – total organic carbon).

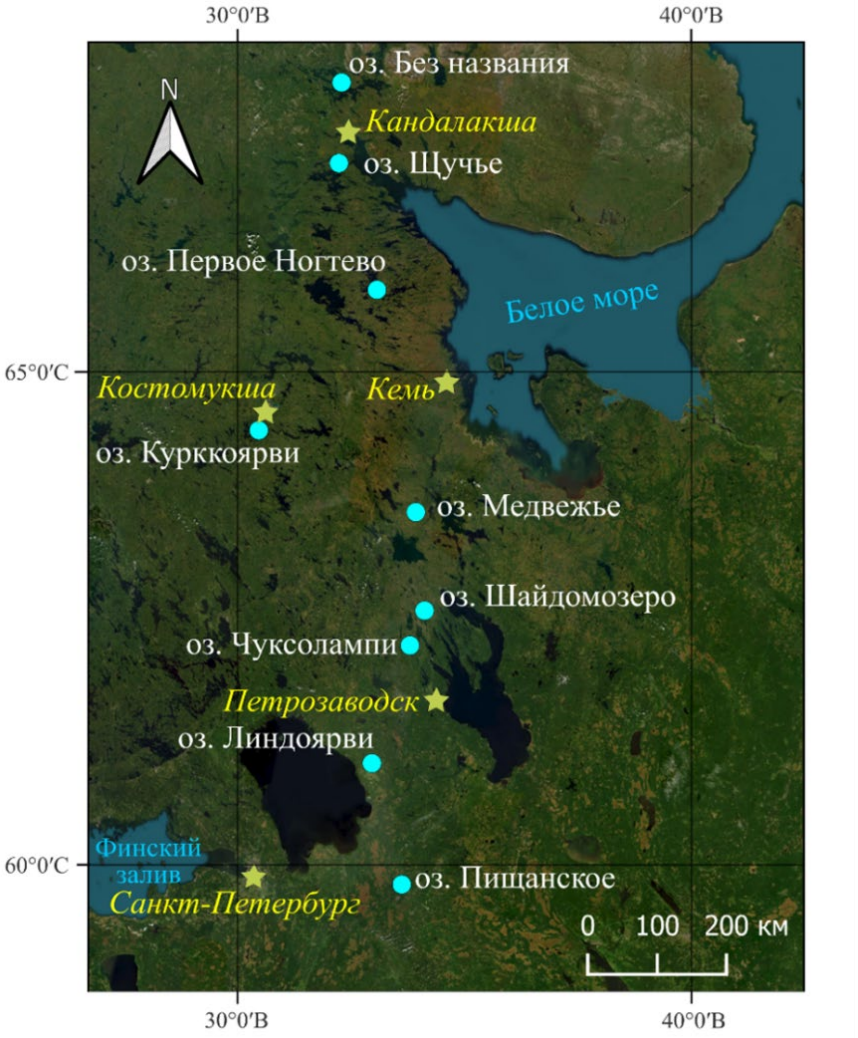


Рис. 1. Расположение исследованных озёр (помечены голубыми кружками).

Для сбора и анализа температуры и pH применялся многопараметрический зонд Aqua Troll 500 (InSitu, USA).

Для поверхностного и придонного слоев озер определены концентрации растворенного углекислого газа титриметрическим методом Na_2CO_3 в присутствии фенолфталеина [*РД 52.24.515-2019*] и сопоставлены с концентрациями O_2, полученными с зонда Aqua Troll 500.

Получены данные по морфометрии озер. Глубины определялись с помощью портативного эхолота, длина, ширина и площадь водной поверхности измерялись на основе оцифрованных снимков земной поверхности с помощью картографического сервиса Яндекс.Карты [*Яндекс.Карты, 2025*]. Данные для оз. Шайдомозеро взяты из публикации [*Озера Карелии, 2013*]. Температуры июля, января и средние для территории рассчитывались с применением веб-сервиса ClimateData [*ClimateData, 2025*] на основании ближайших к озеру населенных пунктов, по которым имеются данные. Кратко описывалась прибрежно-водная и водная растительность, известные данные также были получены из публикации [*Озера Карелии, 2013*].

Результаты. В таблице 1 представлены данные по температурам для территорий, морфометрические данные исследованных озер и координаты точек отбора.

Табл. 1. Температуры на исследуемой территории, морфометрия озер, координаты и глубины точек отбора.

	Без названия	**Щучье**	**Первое Ногтево**	**Курккоярви**	**Медвежье**	**Шайдомозеро**	**Чуксолампи**	**Линдоярви**	**Пищанское**
t ср. год., °C	-1,1	2,0	2,1	2,3	3,0	3,6	3,6	4,7	4,9
t июля, °C	14,7	14,9	16,2	16,3	17,6	17,9	17,9	18,8	18,8
t янв., °C	-11,6	-8,5	-10,0	-10,1	-9,5	-9,2	-9,1	-8,0	-7,8
ср. гл., м	1	1,5	1	2	1	4,1	4	3	4
макс. гл., м	1,2	2,5	2	5	2	13,4	2	5	7
Длина и ширина, м	220 45	2300 800	5000 1500	2340 800	500 220	5600 4200	2000 680	1200 600	450 300
S, км2	0,01	0,9	4	0,8	0,1	10,2	0,85	0,6	0,12
т.1. с.ш., в.д.	67°32.146’ 32°18.545’	66°54.795’ 32°16.078’	65°45.080’ 33°02.184’	64°31.812’ 30°41.636’	63°43.931’ 34°02.875’	62°43.231’ 34°13.111’	62°24.936’ 33°51.945’	62°24.936’ 33°51.945’	59°47.206’ 33°29.673’
т.2. с.ш., в.д.	67°32.158’ 32°18.522’	66°54.818’ 32°16.085’	65°45.108’ 33°02.097’	64°31.851’ 30°41.463’	63°43.942’ 34°02.847’	62°43.276’ 34°13.246’	62°24.872’ 33°51.857’	61°03.629’ 32°58.926’	59°47.200’ 33°29.686’
т.3. с.ш., в.д.	—	66°54.829’ 32°16.002’	65°45.113’ 33°02.060’	64°31.845’ 30°41.389’	63°43.949’ 34°02.769’	62°43.294’ 34°13.282’	62°24.857’ 33°51.848’	61°03.617’ 32°58.991’	59°47.231’ 33°29.655’
т.1, гл., м	1,2	2,1	1,7	4	2	3,5	3,5	4	7
т.2, гл., м	0,4	1,4	1,1	1,7	1	2	1,5	2	4,5
т.3, гл., м	—	0,7	0,6	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	1

1. Безымянное озеро расположено в южной части Мурманской области в 40 км к северу от Кандалакши. Изолировано от Княжей губы оз. Имандра, предположительно, в результате строительства трассы. Форма вытянутая с востока на запад, берега заболоченные. Озеро окружено сосновыми редкостоями с березой и ивой. Прибрежно-водная и водная растительность представлена *Carex sp., Equisetum sp., Potamogeton sp., Myriophyllum sp.* Определены только две лимнологические зоны, в которых проводились измерения и отбор проб — профундаль и литораль.

2. Озеро Щучье находится в части южной Мурманской области в 30 км к югу от Кандалакши. Форма озера вытянутая с запада на восток, берега каменистые, береговая линия изрезанная. Озеро окружено сосновым лесом с елью и березой, макрофиты представлены *Equisetum sp*., *Nuphar sp*. и *Phragmites australis*

3. Озеро Первое Ногтево расположено в северной части Карелии в 100 км на северо-запад от Кеми. Форма вытянутая с северо-запада на юго-восток, берега каменистые, покрыты сосновым лесом с примесью березы, осины и ели, частично заболочены. В западной части озера есть небольшие острова, покрытые лесом. Среди макрофитов представлены *Carex sp., Equisetum sp*., *Potamogeton natans*, *Nuphar sp*. и *Scirpus sp*.

4. Озеро Курккоярви расположено в западной части Карелии в 7 км северо-востоку от Костомукши. Имеет вытянутую форму с запада на восток. Каменистые холмистые берега покрыты сосновым лесом с березой и елью, южный берег заболочен. Озеро поделено на две части своеобразной косой, покрытой лесом. Среди водных определены *Equisetum sp.*, *Myriophyllum sp*., *Nymphaea sp*. и, предположительно, *Isoetes sp*. и *Lobelia dortmanna* (внесена в красную книгу РФ и Республики Карелии).

5. Озеро Медвежье - типичная ламба в центральной части Карелии в 12 км к западу от Сегежи. Овальной формы, вытянуто с запада на восток. На восточном и южном берегах

расположено СНТ «Медвежье», на северном и западном — болото с осоково-сфагновой сплавиной. Сильно заторфовано, на дне бьют ключи. Макрофиты представлены *Comarum sp., Nymphaea sp*. и *Menyanthes trifoliata*.

6. Озеро Шайдомозеро расположено в южной части Карелии в 21 км к юго-западу от Медвежьегорска. Вокруг озера сосновый лес с примесью осины и ели. Макрофиты представлены 17 видами, среди которых преобладают *Phragmites australis, Schoenoplectus lacustris, Potamogeton natans, P. Perfoliatus, P. obtusifōlius, Nuphar lutea, Nymphaea alba, Equisetum fluviatile* [*Озера Карелии, 2013*].

7. Озеро Чуксолампи находится в южной части Карелии в 30 км к северо-западу от Кондопоги. В окружении березово-сосновый лес с ольхой в подросте. Среди макрофитов *Carex sp., Phragmites australis, Equisetum sp., Myriophyllum sp., Nuphar sp., Nymphaea sp., Persicaria sp., Menyanthes trifoliata, Potamogeton perfoliatus* и, предположительно, *Lobelia dortmanna*.

8. Озеро Линдоярви расположено на юге Карелии в 8 км к северу от Олонца. Озеро вытянуто с северо-запада на юго-восток. Берега каменисто-песчаные, с юго-запада обрывистые. Окружено сосновым лесом с примесью березы, среди макрофитов *Carex sp., Nuphar sp., Nymphaea sp., Potamogeton natans, Phragmites australis, Equisetum sp., Comarum sp., Sagittaria sagittifolia*. Примечательно, в пробах на глубине около 2 м встретились окатанные буро-черные зерна размером до 5 мм, легко разрушаемые при механическом воздействии.

9. Озеро Пищанское на востоке Ленинградской области в 15 км к северу от Тихвина. С западного и южного берега окружено сосновым лесом, с севера и востока — болотом. На западном берегу есть небольшой общественный песчаный пляж. Водная растительность не обнаружена.

В целях получения сведений о вертикальной структуре и функционировании водных экосистем для всех озер был получен набор гидрологических данных для каждой лимнологической зоны (профундали, сублиторали и литорали). В таблице 2 представлены градиенты температур и pH в зависимости от глубины.

Табл. 2. Данные для озер, распределенные по лимнологическим зонам.

	Т.1, профундаль			*Т.2, промежуточная глубина*			*Т.3, литораль*		
Озеро	Глубина, м	t,°C	pH	Глубина, м	t,°C	pH	Глубина, м	t,°C	pH
Без названия	0,6	18,9	8,07	не выделяется			0,3	24,5	7,08
Щучье	1,9	22,3	7,62	1,2	1,41	6,94	0,3	21,81	7,82
Первое Ногтево	1,7	22,7	7,61	1,0	22,7	7,03	0,3	23,8	7,28
Курккоярви	2,8	19,6	7,24	1,5	26,2	7,52	0,5	26,5	7,96
Медвежье	1,2	27,1	6,76	0,9	23,2	6,81	0,4	26,4	6,72
Шайдомозеро	3,1	23,1	7,81	1,9	24,6	7,659	0,4	25,2	8,14
Чуксолампи	2,8	22,2	7,68	1,5	25,1	7,645	0,6	26,2	8,055
Линдоярви	3,5	20,6	7,342	2,0	24,3	7,502	0,5	29,4	9,33
Пищанское	5,8	14,33	5,858	3,1	19,1	5,624	0,7	27	5,223

Судя по полученным данным, исследованные озера являются по значению pH преимущественно нейтральными, исключение — оз. Пищанское, которое является кислым. Возможно, такое значение связано с активным заболачиванием водосборного бассейна. Температура во всех озерах, кроме оз. Медвежье, у дна ниже, на поверхности выше.

Получены концентрации растворенных углекислого газа и кислорода в поверхностном и придонном водных слоях озер (Рисунок 2). Наблюдается общая закономерность — в поверхностном слое концентрация CO_2 ниже, чем в придонном, а концентрация O_2 выше в поверхностном слое, чем в придонном. Исключение составляют оз. Медвежье, безымянное озеро в заливе озера Имандра и оз. Щучье. В поверхностном слое воды оз. Медвежье концентрация CO_2 превышает концентрацию O_2 (8,25 и 4,4 мг/л соответственно), но следует отметить, что в придонном слое концентрация O_2 крайне мала (0,2 мг/л). В безымянном озере и оз. Щучьем, наоборот, наблюдаем в придонном слое воды концентрации O_2 больше, чем CO_2 (6,5 и 5,6 мг/л в безымянном; 7,9 и 3 в оз. Щучьем). Эти особенности могут быть связаны с локальными особенностями озер и их водосборов, которые необходимо исследовать дополнительно.

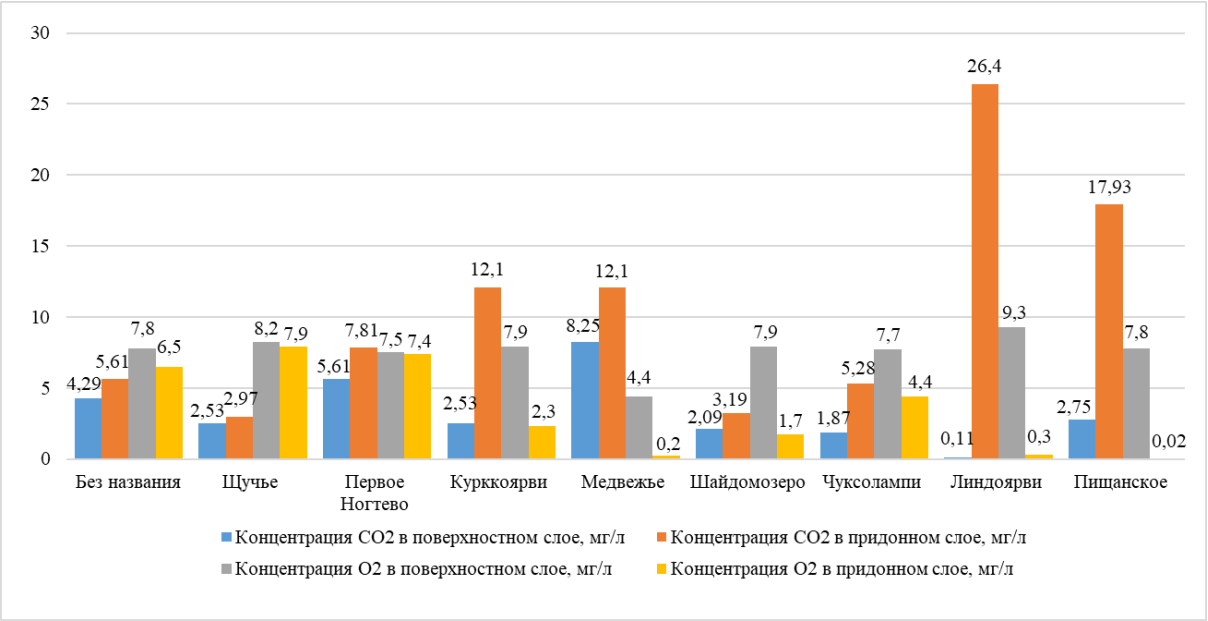


Рис. 2. Концентрации растворенного углекислого газа в поверхностном и придонном водных слоях озер.

Выводы. Таким образом, для 9 озер представлены данные по градиентам температур и pH на разных глубинах и данные о концентрации CO_2 и O_2 в поверхностном и придонном слоях. Полученные результаты позволяют нам сопоставлять водоемы в зависимости от их широтного распределения, морфометрических параметров и условий самих водоёмов. Разброс температур и pH говорит о потенциально высокой вариабельности гидрохимических показателей (эвтрофикация, содержание хлорофилла и т.д.), что делает перспективным дальнейшее исследование озер.

ЛИТЕРАТУРА

Драбкова В.Г., Сорокин И.Н. Озеро и его водосбор – единая природная система. Л.: Наука, 1979. 195 с.

Измайлова А.В. Озерный фонд Российской Федерации и тенденции его изменения / А. В. Измайлова // Озера Евразии: проблемы и пути их решения: Материалы II Международной конференции, Казань, 19–24 мая 2019 года. С. 93-97.

Озера Карелии (Справочник). Русское географическое общество. Электронный ресурс. URL: https://elib.rgo.ru/handle/123456789/213657 (Дата обращения 21.11.2025).

РД 52.24.515-2019 Массовая концентрация диоксида углерода в поверхностных водах суши. Методика выполнения измерений титриметрическим и расчетным методами. Ростов-на-Дону: Росгидромет, 2005. 23 с.

Яндекс Карты. Электронный ресурс. URL: https://yandex.ru/maps/ (Дата обращения 20.11.2025).

ClimateData. Электронный ресурс. URL: https://ru.climate-data.org/ (Дата обращения 20.11.2025).

RESULTS OF FIELD STUDIES OF LAKES FROM SOUTH OF THE MURMANSK REGION TO EAST OF THE LENINGRAD REGION

Levkova D.N.[1], Pronina A.V.[2], Rubtsov P.G.[1]

[1]Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Russia
[2]Northern Water Problems Institute, Karelian Research Centre, Petrozavodsk, Russia

In the summer of 2025, we conducted comprehensive studies at 9 lakes in North-West European Russia, located in the area from 66°N to 59°N. Samples of surface bottom sediments were collected to study particle size distribution and total organic carbon concentrations, and hydrochemical and hydrodynamic measurements were conducted at various depths. Data on temperature and pH gradients at three points within each lake at different depths, as well as CO_2 and O_2 concentrations in the surface and bottom layers, are presented. The results enable comparisons between water bodies based on zonal and azonal factors and the conditions of the water bodies themselves. The wide range of temperatures and pH indicates potentially high variability in hydrochemical parameters, making the lakes perspective for future research.

Keywords: *limnology, hydrochemistry, lakes, Kola-Karelian region, Leningrad region, CO_2, O_2*

REFERENCES:

Drabkova V.G. Sorokin I.N. The lake and its catchment area – a single natural system. L.: Nauka, 1979. 195 p.

Izmailova A.V. The lake fund of the Russian Federation and the tendencies of its change // Lakes of Eurasia: problems and solutions: proceeding II international conference, Kazan, May 19–24 2019. P. 93-97.

Lakes of Karelia (Reference book). Russian Geographical Society. Electronic resource. URL: https://elib.rgo.ru/handle/123456789/213657 (Date of treatment 21.11.2025).

RD 52.24.515-2019 Mass concentration of carbon dioxide in the surface land waters. The method of measurement using titrimetric and calculation methods. – Rostov-on-Don: Roshydromet, 2005. 23 p.

Yandex Maps. Electronic resource. URL: https://yandex.ru/maps/ (Date of treatment 20.11.2025).

ClimateData. Electronic resource. URL: https://ru.climate-data.org/ (Date of treatment 20.11.2025).

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-471-476

НОВЫЙ РАЗРЕЗ ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В УСТЬЕ Р. ОХТЫ

✉ *Лудикова А.В.* [1], *Кузнецов Д.Д.* [1], *Городилов А.Ю.* [2]

[1]Институт озероведения РАН – СПб ФИЦ РАН, Санкт-Петербург, Россия,
[2]Центр спасательной археологии ИИМК РАН, Санкт-Петербург, Россия
✉ *ellerbeckia@yandex.ru*

Новый разрез послеледниковых отложений на территории г. Санкт-Петербурга выявлен на правом берегу р. Охта, напротив известного археологического памятника «Охта 1». Вскрыта следующая осадочная последовательность: 1) песчаные отложения мелководной зоны пресноводного бассейна, 2) торфянистый горизонт, фиксирующий субаэральный этап развития территории, 3) алевритовые осадки, содержащие галофильную и солоноватоводную диатомовую флору, и формировавшиеся в условиях мелководного распресненного морского залива. Песчано-алевритовая пачка, косо срезающая субгоризонтально залегающие отложения данной осадочной последовательности, содержит исключительно пресноводные виды диатомей, в том числе, характерные для современного ладожского и невского фитопланктона. Ее формирование, по-видимому, имело место во время или после литориновой трансгрессии, и связано с эрозионной деятельностью р. Невы.

Ключевые слова: *река Нева, Охтинский мыс, литориновая трансгрессия, обстановки осадконакопления, голоцен*

Новый разрез послеледниковых отложений в долине р. Невы был исследован в октябре 2025 г. Он расположен на правом берегу р. Охты у впадения ее в р. Неву (рис. 1). На противоположном берегу р. Охты расположен уникальный археологический памятник «Охта 1», в культурных слоях которого встречены артефакты и объекты эпохи неолита – раннего железного века, средневековья (сторожевой пункт на Невском пути, крепость Ландскрона, поселение Невское устье), допетровского времени (крепость Ниеншанц), XVIII – нач. XX вв. [*Сорокин, 2014*].

Разрез был обнаружен в ходе археологических раскопок на объекте культурного (археологического) наследия «Центральная часть города Ниена (Охта 2): культурный слой», проводившихся в сентябре-ноябре 2025 г. Городской Охтинской археологической экспедицией ИИМК РАН (рис. 1).

Отметки дневной поверхности в месте заложения разреза составили 5,2 м над у.м. Археологическая последовательность слоев следующая (сверху вниз; рис. 2):

– почвенно-растительный слой

– техногенный слой (середина – 2-я пол. XX в.)

– слой булыжного мощения, залегающий на пачке подсыпок строительного мусора и песка (1-й пол XX в.)

– слой булыжного мощения с линзами кирпичного боя в основании (2-я пол. XIX – нач. XX вв.)

– пачка слоев, состоящая из линз щепы, мешаной серой супеси, кирпичного боя и иного строительная мусора (2-я пол. XVIII – 1-я пол. XIX вв.)

– пачка линз щепы, переслаивающихся с линзами гумуса (1-я пол. XVIII в.)

– линзы мешаной супеси, разделенные прослойками щепы (2-я пол. XVII в.)

– погребенная почва, турбированная в ходе сельскохозяйственной деятельности шведского периода, с находками 1-й пол. XVII в. и артефакты эпохи бронзы (предположительно I тыс. до н. э).

– серая супесь, не содержащая следов человеческой деятельности. Абсолютная отметка кровли 2,4 м над у.м.

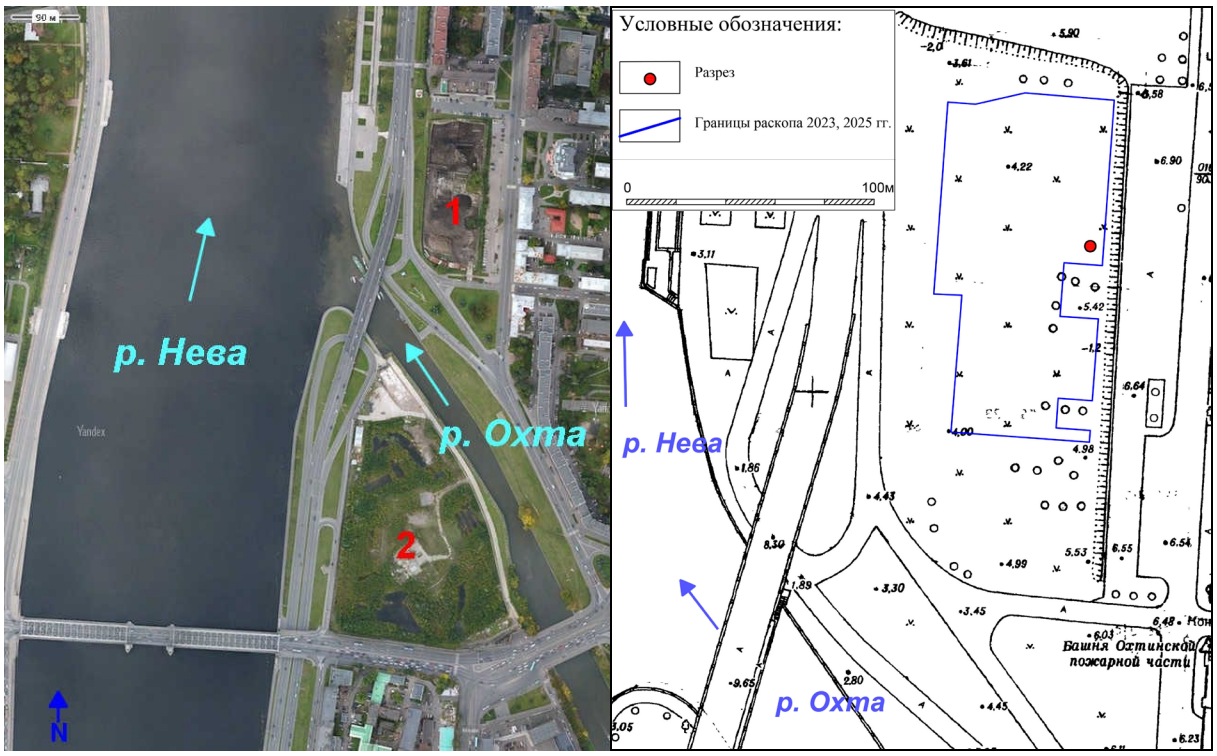


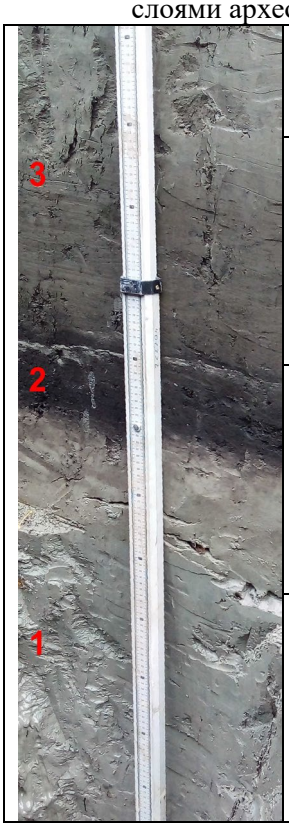
Рис. 1. Слева: 1 – местоположение объекта культурного (археологического) наследия «Центральная часть города Ниена (Охта 2)», 2 – археологический памятник «Охта 1». Справа: план археологических раскопок на объекте культурного (археологического) наследия «Центральная часть города Ниена (Охта 2)».



Рис. 2. Вскрытая последовательность археологических напластований, перекрывающая послеледниковые отложения.

Разрез послеледниковых отложений был обнаружен под культурным слоем с находками 1-й пол. XVII в. и эпохи бронзы. Зачистка ориентирована с запада на восток. Вскрытая осадочная последовательность представлена следующими слоями (табл. 1).

Табл. 1. Стратиграфическое описание разреза послеледниковых отложений под культурными слоями археологического памятника «Центральная часть города Ниена (Охта 2)»

	№ слоя	отложения	абс. отм. кровли (м)	мощность слоя (м)	характер нижней границы
	3	серый алеврит, опесчаненный тонкозернистым песком, в нижней части коричнево-серый с тонкими черными прослоями	1,8	0,8	резкая
	2	плотный темно-коричневый торф, в кровле – волнистый песчаный прослой (0,5 см)	~1	0,15-0,20	резкая
	1	серый (в верхней части бежевый) мелкозернистый песок, в нижней части – тонкая слоистость	0,85	0,9 (видимая)	не прослежена (выход грунтовых вод)

По предварительным данным диатомового анализа, для отложений слоя 1 характерно низкое содержание створок диатомей. Наиболее часто встречается пресноводная перифитонная *Opephora martyi*. Этот вид является характерным представителем диатомовой флоры раннеголоценовой пресноводной стадии развития Балтики – Анцилового озера [*Жузе, 1952*]. Однако он также упоминается в составе диатомовой флоры Балтийского ледникового озера [*Жузе, 1961*], существовавшего в котловине современного Балтийского моря до ~11700-11600 кал. л.н. и соединявшегося с Ладожским озером через северную и южную части Карельского перешейка. Состав отложений указывает на мелководные условия их формирования.

В отложениях слоя 2 отмечены лишь редкие фрагменты створок диатомовых водорослей, а также фитолиты (кремнистые образования, формирующиеся в тканях преимущественно наземных растений).

Отложения слоя 3 хорошо насыщены створками диатомей. Наиболее часто отмечены пресноводные галофильные (переносящие незначительное повышение солености) *Cocconeis placentula*, *C. lineata*, *Rhoicosphenia abbreviata*, *Epithemia adnata*, а также *Catenula adhaerens*, *Ctenophora pulchella*, *Tabularia fasciculata* – характерные обитатели солоноводных континентальных водоемов, а также прибрежной зоны морей. Полученные данные позволяют предполагать, что отложения слоя 3 формировались в условиях мелководной части распресненного морского залива. Это дает возможность соотнести время их накопления со стадией литориновой трансгрессии Балтики, начавшейся ~8500 кал. л.н. Проникновению на данную территорию вод литоринового моря предшествовал субаэральный этап, во время которого участки суши с отметками выше 1 м над у.м. не затапливались водами палеоводоемов.

Наивысший уровень Литоринового моря в районе г. Санкт-Петербурга мог достигать 6 м [*Знаменская, Черемисинова, 1974*]. Комплексные исследования отложений археологического памятника «Охта 1» показали, что территория Охтинского мыса во время максимума литориновой трансгрессии представляла собой мелководный

опресненный залив, по мере регрессии Литоринового моря превратившийся в лагуну [*Кулькова и др., 2010; Сергеев и др., 2013*].

В западном направлении (в сторону р. Невы) вышеописанная осадочная последовательность замещается серо-коричневым тонкозернистым алевритовым песком с наклонной слоистостью с падением слоев в сторону р. Невы (рис. 3).



Рис. 3. Наклонно-слоистая песчано-алевритовая пачка (стрелка – направление в сторону р. Невы).

Отмечен наклонный эрозионный контакт песчано-алевритовой пачки с описанной осадочной последовательностью, под углом срезающий субгоризонтально залегающие слои (рис. 4).



Рис. 4. Эрозионный контакт между субгоризонтально-слоистой осадочной последовательностью и наклонно-слоистой песчано-алеритовой пачкой (пунктирная линия).

В наклонно-слоистых песчано-алевритовых отложениях отмечены углистые пятна и волнистые наклонные углистые прослои, крупные и мелкие древесные фрагменты (обломки веток), шишка ели. Предварительные результаты диатомового анализа выявили присутствие в песчано-алевритовых отложениях пресноводных диатомей: бентосных мелкоклеточных представителей семейства Fragilariaceae, *Navicula* (sensu lato) spp., *Tabellaria fenestrata*, а также планктонных *Aulacoseira islandica, A. subarctica* и *Stephanodiscus* spp. Необходимо отметить, что указанные планктонные таксоны, а также *T. fenestrata* являются характерными представителями ладожского и невского фитопланктона [*Петрова, 1968; Трифонова и др., 2001*]. Таким образом, формирование песчано-алевритовых отложений, по-видимому, произошло во время или после литориновой трансгрессии, и, вероятно, связано с эрозионной деятельностью р. Невы.

Проведение лабораторно-аналитических исследований в дальнейшем позволит более детально реконструировать условия формирования отложений рассмотренного разреза и сопоставить их с имеющимися данными об обстановках осадконакопления в районе Охтинского мыса и долины р. Невы в послеледниковое время.

Финансирование. Исследование проведено в рамках государственного задания Института озероведения РАН - СПб ФИЦ РАН № FFZF-2024-0001 (А.В. Лудикова, Д.Д. Кузнецов).

ЛИТЕРАТУРА

Жузе А.П. Диатомовые водоросли в отложениях четвертичного возраста // Материалы по четвертичному периоду СССР. 1952. 3. С. 99-112.

Жузе А.П. Диатомовые водоросли в морских и континентальных отложениях голоценового возраста // Вопросы голоцена: сб. статей к VI Междунар. конгрессу ИНКВА в Варшаве. Вильнюс: [б. и.], 1961. С. 115-140.

Знаменская О.М., Черемисинова Е.А. Развитие бассейнов восточной части Финского залива в поздне- и послеледниковое время // Baltica. 1974. Т. 5. Вильнюс. С. 95-103.

Кулькова М.А., Сапелко Т.В., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Субетто Д.А., Нестеров Е.М., Гусенцова Т.М., Сорокин П.Е. Палеогеография и археология стоянок неолита - раннего металла в устье реки Охты (Санкт-Петербург) // Известия Русского Географического общества. 2010. Том 142. Выпуск 6. С. 13-31.

Петрова Н.А. Фитопланктон Ладожского озера // Растительные ресурсы Ладожского озера. Л.: Наука, 1968. С. 73-130.

Сергеев А.Ю., Гусенцова Т.М., Рябчук Д.В., Сорокин П.Е., Кулькова М.А., Нестерова Е.Н., Жамойда В.А., Спиридонов М.А. Реконструкция палеорельефа береговой зоны Литоринового моря в районе археологического памятника Охта // Российский археологический ежегодник. 2013. № 3. С. 501-525.

Сорокин П.Е. Культурно-историческая стратиграфия Охтинского мыса // Археологическое наследие Санкт-Петербурга. Вып. 4. СПб., 2014. С. 25-55.

Трифонова И.С., Афанасьева А.Л., Павлова О.А. Таксономический состав фитопланктона основных притоков Ладожского озера и реки Невы // Новости систематики низших растений. 2001. Т. 35. СПб.: Наука. С. 34-55.

A NEW SECTION OF POSTGLACIAL DEPOSITS REVEALED AT THE MOUTH OF THE OKHTA RIVER

Ludikova A.V. [1], *Kuznetsov D.D.* [1], *Gorodilov A.Y.* [2]

[1]Institute of limnology – SPC RAS, St. Petersburg, Russia
[2]Rescue archaeology center of the Institute for the history of material culture RAS, St. Petersburg, Russia

A new section of postglacial deposits on the territory of St. Petersburg has been revealed on the right bank of the Okhta River, opposite to the famous archaeological site Okhta 1. The following

sedimentary sequence has been uncovered: 1) sandy deposits of the shallow-water zone of a freshwater basin, 2) a peaty layer indicating a subaerial stage, 3) silty sediments containing halophilous and brackish-water diatoms, formed in a shallow, slightly brackish-water environments of a sea bay. The sandy silt unit that obliquely cuts off the sequences, contains exclusively freshwater species of diatoms, including those characteristic of the present Lake Ladoga and River Neva phytoplankton. The formation of this unit apparently took place during or after the Litorina transgression, and is associated with the erosive activity of the Neva River.

Keywords: *Neva River, Cape Okhtinsky, Litorina transgression, sedimentation conditions, Holocene*

REFERENCES:

Zhuze A.P. Diatoms in Quaternary Sediments // Materials on the Quaternary Period of the USSR. 1952. Vol. 3. P. 99-112. (in Russian).

Zhuze A.P. Diatoms in Holocene Marine and Continental Sediments // Holocene Issues: Collection of Papers for the VI International Congress of INCVA in Warsaw. Vilnius: 1961. P. 115-140. (in Russian).

Znamenskaya O.M., Cheremisinova E.A. Development of the Eastern Gulf of Finland Basins in Late and Postglacial Time // Baltica. 1974. Vol. 5. P. 95-103. (in Russian).

Kulkova M.A., Sapelko T.V., Ludikova A.V., Kuznetsov D.D., Subetto D.A., Nesterov E.M., Gusentsova T.M., Sorokin P.E. Paleogeography and archeology of Neolithic - Early Metal sites at the mouth of the Okhta River (St. Petersburg) // News of the Russian Geographical Society. 2010. Vol. 142. Is. 6. P. 13-31. (in Russian).

Petrova N.A. Phytoplankton of Lake Ladoga // Plant resources of Lake Ladoga. L.: Nauka, 1968. P. 73-130. (in Russian).

Sergeev A.Yu., Gusentsova T.M., Ryabchuk D.V., Sorokin P.E., Kulkova M.A., Nesterova E.N., Zhamoida V.A., Spiridonov M.A. Reconstruction of the paleorelief of the coastal zone of the Littorina Sea in the area of the archaeological site Okhta // Russian Archaeological Yearbook. 2013. No. 3. P. 501-525. (in Russian).

Sorokin P.E. Cultural and historical stratigraphy of the Okhtinsky Cape // Archaeological heritage of St. Petersburg. Vol. 4. St. Petersburg, 2014. P. 25-55. (in Russian).

Trifonova I.S., Afanasyeva A.L., Pavlova O.A. Taxonomic composition of phytoplankton of the main tributaries of Lake Ladoga and the Neva River // News of the systematics of lower plants. 2001. Vol. 35. St. Petersburg: Nauka. P. 34-55. (in Russian).

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-477-481

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ОЗЕРЕ ПОЛЕВСКОЕ (МАРТ 2025 ГОДА)

✉*Орлов А.В.[1,2], Гасымова И.И.[1], Потахин М.С.[1,2], Кублицкий Ю.А.[1]., Субетто Д.А.[1]*

[1]РГПУ им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия
[2]Институт водных проблем севера КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия
✉ *95orlov@rambler.ru*

В марте 2025 года с целью получения новых данных о литологическом строении донных отложений, отбора кернов для проведения лабораторных анализов и материала для датирования проведены экспедиционные исследования на озере Полевское (Республика Карелия). Озеро Полевское расположено в центральной части Заонежского полуострова на высотной отметке 54 м. На рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена озеро Полевское являлось частью Онежского приледникового озера. В ходе работ был отобран непрерывная колонка донных отложений озера, в которой отражена история развития палеобассейна послеледникового времени и дальнейшей эволюции современного изолированного водоема. Так же произведен отбор образцов для радиоуглеродного (С14) и датирования с использованием метода оптически стимулированной люминесценции (OSL). Выбор OSL датирования глинистых пачек озерно-ледниковых отложений был обусловлен невозможностью их датирования радиоуглеродным методом из-за крайне низкого содержания органического вещества и является экспериментальным для данного рода исследований. Ожидаемые результаты датирования отложений крайне важны для реконструкции развития палеобассейнов в исследуемом регионе.

Ключевые слова: *Онежское озеро, Онежское приледниковое озеро, палеолимнология, донные отложения, ленточные глины*

Онежское озеро является вторым по величине пресным водоемом Европы, его максимальная глубина превышает 120 м, современная площадь озера составляет 9720 км^2. Современная высота над уровнем моря составляет 33 м. Бассейн Онежского озера на завершающих этапах позднего неоплейстоцена и в раннем голоцене претерпевал значительные преобразования, связанные с процессом дегляциации и формированием приледникового водоема. Онежское приледниковое озеро (ОПО) достигло своих максимальных размеров около 13,3 тыс. л.н. Отложения того периода представлены типичными ленточными глинами. На рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена открытие новых порогов стока вызвало ряд значительных регрессий ОПО, что в совокупности с изостатическим поднятием освободившихся от ледника территорий послужило причиной образования малых изолированных водоемов [*Демидов, 2005; Субетто и др., 2022*].

Одним из таких объектов является озеро Полевское. Предшествующие исследования выявили отличительную особенность структуры донных отложений озера – мощность позднеледниковых осадков здесь значительно больше, чем в прочих малых озерах Заонежья, так же в разрезах были выделены «розовый» горизонт ленточных глин и высокое содержание шунгита в нижних слоях ленточных глин [*Гурбич и др., 2017; Субетто и др., 2022*].

Особый интерес в данном разрезе представляет «розовый» горизонт в отложениях ленточных глин, широко распространенный в отложениях Онежского озера и малых озер, в прошлом являвшихся частью акватории ОПО. Причины формирования данного горизонта на данный момент однозначно не установлены. По мнению И.Н. Демидова [*Демидов, 2004*], формирование «розового» горизонта ленточных глин связано с регрессией ОПО на 20-25 м в связи с открытием на относительно короткий срок нового порога стока в Беломорскую котловину около 11,2 тыс. л.н. Это событие привело к резкой смене направления течений и гидрохимической обстановки в озере, что в свою очередь

вызвало окисление верхних горизонтов донных отложений. Мощность «розового» горизонта составляет 10-20 см, что говорит о непродолжительности времени его формирования. По более современным данным возраст «розового» горизонта оценивается в 13–13,2 тыс. л.н. [*Hang et al., 2019*]. Отложения «розового горизонта» достаточно сильно отличаются от выше и нижележащих ленточных глин по геохимическому составу. Изменения в минеральном составе ленточных глин «розового горизонта» указывает на существенные изменения условий среды на водосборе ОПО в период их формирования [*Страховенко и др., 2018*]. При проведении дальнейших исследований «розовый» горизонт был обнаружен в буровой скважине в Петрозаводской губе, в ряде скважин в открытой части Онежского озера и в верховьях Уницкой губы [*Субетто и др., 2022*]. В результате исследования малых озер, расположенных на различных гипсометрических отметках на Заонежском полуострове, «розовый» горизонт ленточных глин был вскрыт в ряде малых озер, в том числе в озере Полевское [*Орлов и др., 2024*].

Проведение очередного отбора колонки донных отложений озера Полевское в 2025 году было обусловлено идеей проведения комплексного исследования конкретного разреза различными методами. В точке отбора (62.312889, 35.279528) с глубиной воды 2,5 м была отобрана колонка донных отложений мощностью 14 м (2,5 – 16,5 м), состоящая из 16 кернов, являющаяся наиболее мощной в сравнении с ранними исследованными колонками донных отложений озера (табл. 1).

Табл. 1. Литологическое описание разреза отложений озера Полевское.

Глубина горизонта	**Литологическое описание**
2,5 – 6,3 м	бурый однородный сапропель
6,3 – 7,57 м	зеленовато-серый глинистый сапропель
7,57 – 7,61 м	буровато-оливковый сапропель
7,61 – 7,68 м	зелелонато-серый алеврит
7,68 – 10,2 м	темно-серые ленточные глины
10,2 – 11,5 м	серебристо-серые ленточные глины
11,05 – 11,29 м	«розовый» горизонт ленточных глин
11,29 – 12,6 м	серебристо-серые ленточные глины
12,6 – 13,5 м	серые ленточные глины
13,5 – 16,5 м	ленточные глины с шунгитом

Отбор кернов донных отложений производился с поверхности льда при помощи штангового торфяного бура (Russian Corer) с длиной пробоотборной части 1 м и диаметром 5 см, позволяющего производить отбор с глубины до 16,5 м. Для отобранных кернов в полевых условиях было выполнено литостратиграфическое описание и их фотографирование, далее керны были упакованы в специальные футляры для бережной транспортировки в лабораторию. Мощность каждого керна составляет 1 метр. Отбор кернов производился с перекрытием (10-20 см) для корреляции слоев отложений и составления непрерывной колонки. При дневном освещении производился отбор кернов отложений для дальнейшего исследования в лабораторных условиях и выяснения глубины залегания слоев отложений в точке бурения. На месте были отобраны образцы на радиоуглеродное датирование (С14), а также образцы для датирования с использованием метода оптически стимулированной люминесценции (OSL) в ночное время. С целью недопущения засветки, вскрытие пробоотборной части бура и упаковка образцов производилась в палатке при свете фонаря красного спектра. На датирование были отобраны образцы из переходной зоны (от условий приледникового водоема до изоляции современного озера), отложения «розового» горизонта и нижние пачки ленточных глин. По результатам полевых работ составлена литологическая схема колонки донных

отложений озера Полевское, на которой отмечены горизонты отбора проб на датирование (рис. 1).

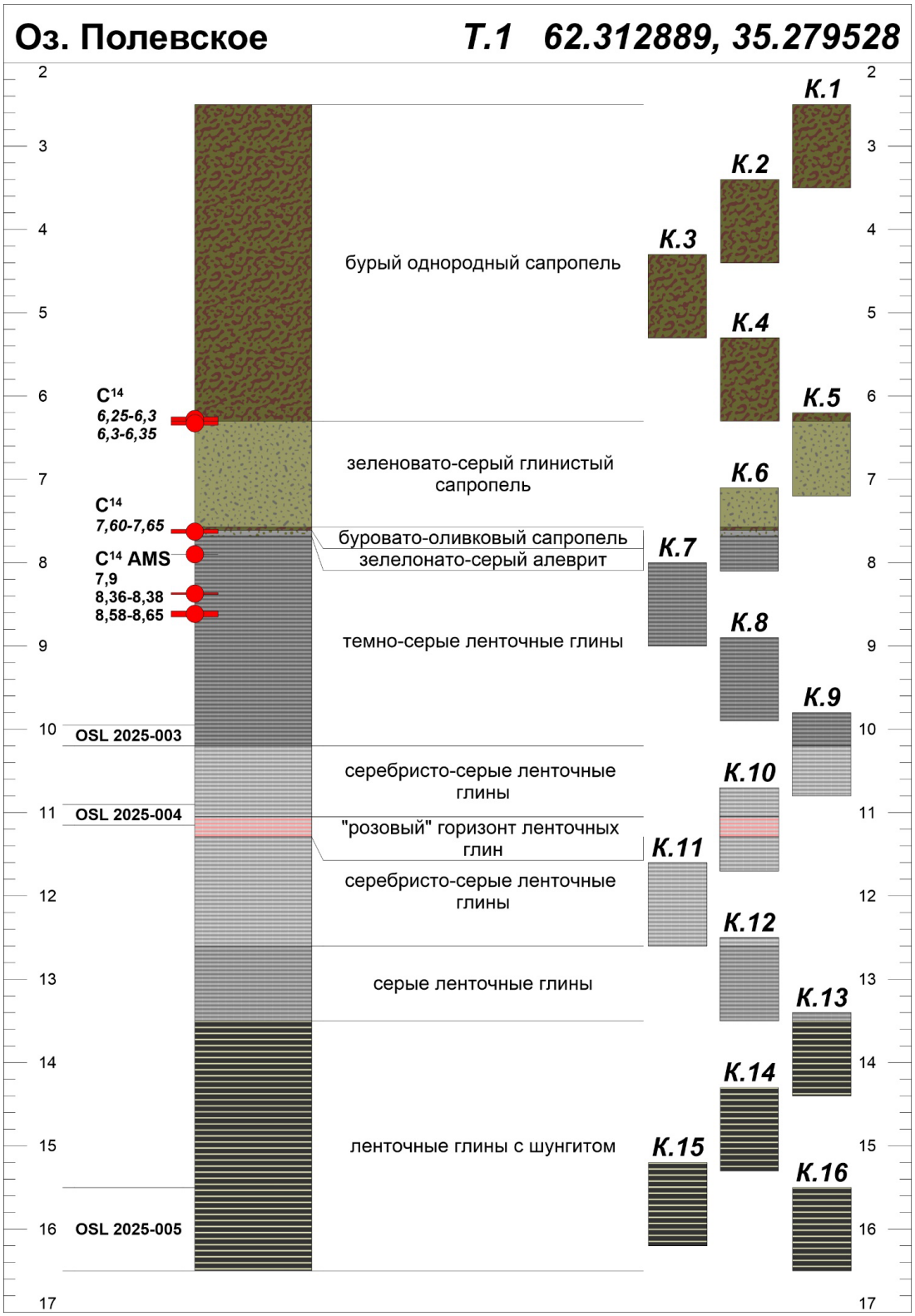


Рис. 1. Литологическая схема колонки отложений озера Полевское.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-17-00206 «Роль глобальных, региональных и локальных природно-климатических факторов в формировании озерных/озерно-ледниковых отложений на рубеже позднего неоплейстоцена и голоцена (14000-9000 лет назад)».

ЛИТЕРАТУРА

Гурбич В.А., Потахин М.С., Субетто Д.А. Стратиграфия донных отложений реликтовых водоемов Онежского озера (на примере оз. Полевское) // Астраханский вестник экологического образования. 2017. № 3(41). С. 4-13.

Демидов И.Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2005. №8. С. 134-142.

Демидов И.Н. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2004. №7. С. 207-218.

Орлов А.В., Потахин М.С., Субетто Д.А. Корреляция отложений малых изолированных водоемов Заонежского полуострова в контексте изменения уровня Онежского приледникового озера // Limnology and Freshwater Biology. 2024. № 4. С. 761-766. doi: 10.31951/2658-3518-2024-A-4-761

Субетто Д.А., Белкина Н.А., Страховенко В.Д. и др. Палеолимнология Онежского озера: от приледникового озера к современным условиям. Петрозаводск: Карельский научный центр Российской академии наук. 2022. 331 с. doi:10.17076/m-onegopaleo23

Страховенко В.Д., Субетто Д.А., Овдина Е.А. и др. Современные донные отложения Онежского озера: строение, минеральный состав и систематика редкоземельных элементов // Доклады Академии Наук. 2018. Т. 481. № 4. С. 414-417. doi: 10.31857/S086956520001844-1

Hang T., Gurbich V., Subetto D. et al., 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

THE RESULTS OF THE EXPEDITION RESEARCH ON LAKE POLEVSKOYE (MARCH 2025)

Orlov A.V.[1,2], Gasimova I.I.[1], Potakhin M.S.[1,2], Kublitsky Y.A[1]., Subetto D.A.[1]

[1]Herzen State Pedagogical University, St. Petersburg, Russia
[2]Institute of Water Problems of the North KarSC RAS, Petrozavodsk, Russia

In March 2025, in order to obtain new data on the lithological structure of bottom sediments and for laboratory analyses, expedition studies were conducted at Lake Polevskoye in the Republic of Karelia. Lake Polevskoye is located in the central part of the Zaonezhsky Peninsula at an altitude of 54 meters. At the end of the Late Pleistocene and the beginning of the Holocene, Lake Polevskoye was part of the Onega Ice Lake. During the work, a continuous column of lake sediments was collected, which reflects the history of the Paleobasin's development in the Postglacial period and the evolution of the modern isolated reservoir. Samples were also taken for radiocarbon (C14) dating and optically stimulated luminescence (OSL). The choice of OSL dating for clay bundles of the lake-glacial deposits was made due to the impossibility of radiocarbon dating them because of the extremely low organic matter content and is an experimental method for this type of research. The expected results of sediment dating are crucial for understanding the development of the paleobasin in the studied area.

Keywords: *Onega Lake, Onega Ice Lake, paleolimnology, bottom sediments, varved clays*

REFERENCES:

Gurbich V.A., Potakhin M.S., Subetto D.A. Stratigraphy of bottom sediments of relict reservoirs of Lake Onega (on the example of Lake Polevskoe) // Astrakhan Bulletin of Environmental Education. 2017. No. 3(41). P. 4-13. (in Russian).

Demidov I.N. Degradation of the Late Valdai glaciation in the Onega Lake basin // Geology and Minerals of Karelia. 2005. Is. 8. P. 134-142. (in Russian).

Demidov I.N. Bottom sediments and fluctuations in the level of Lake Onega in the Late Glacial period // Geology and Minerals of Karelia. 2004. Is. 7. P. 207-218. (in Russian).

Orlov A.V., Potakhin M.S., Subetto D.A. Correlation of small isolated reservoirs sediments in the Zaonezhsky Peninsula area in the context of the Onega Ice Lake level changes // Limnology and Freshwater Biology. 2024. № 4. P. 761-766. doi: 10.31951/2658-3518-2024-A-4-761

Subetto D.A., Belkina N.A., Strahovenko V.D. et al. Paleolimnology of Lake Onega: from a glacial lake to modern conditions // Petrozavodsk: Karelian Scientific Center of the Russian Academy of Sciences. 2022. 331 p. doi:10.17076/m-onegopaleo23

Strakhovenko V.D., Ovdina E.A., Maslov A.V., Subetto D.A., Belkina N.A., Efremenko N.A. Modern bottom sediments of Lake Onega: structure, mineralogical composition, and systematization of rare-earth elements // Doklady Earth Sciences. 2018. Vol. 481. № 2. P. 988-992. doi: 10.1134/S1028334X1808010X

Hang T., Gurbich V., Subetto D. et al., 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.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-482-488

ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА ОСТРОВЕ ВАЛААМ В ЛАДОЖСКОМ ОЗЕРЕ

✉ *Сапелко Т.В.[1], Русанов А.Г.[1], Газизова Т.Ю.[1], Василюк В.А[2]., Куцай А.А.[3], Ямпольский М.В.[3]*

[1]Институт озероведения РАН – СПб ФИЦ РАН, Санкт-Петербург, Россия
[2]СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
[3]РГПУ им. А. И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия
✉*tsapelko@mail.ru*

Многолетние исследования внутренних, полностью изолированных, озер на о. Валаам (Ладожское озеро) позволили установить связь между изменением уровня Ладожского озера и динамикой макрофитов в голоцене. В 2025г. полевые работы проводились на оз. Сисиярви, которое в настоящее время еще имеет связь с Ладожским озером, но постепенно теряет эту связь. Отобраны две колонки донных отложений в разных частях оз. Сисиярви. Для объективной оценки условий голоценового осадконакопления в различных заливах озера, находящихся в настоящее время, на разных стадиях изоляции, изучены особенности распространения современной водной растительности в озере, а также отражение этой растительности в субрецентных палиноспектрах донных отложений.

Ключевые слова: *островные озера, донные отложения, изменение уровеня озера, макрофиты, голоцен, Ладожское озеро, Валаам*

Валаамской архипелаг расположен в северной части Ладожского озера. В архипелаг входит более 50 островов, самый крупный из которых о. Валаам имеет площадь 27,8 км² с максимальной абсолютной отметкой 58,2 м над уровнем моря [*Степанова и др., 2021*] На острове расположено 11 внутренних озер, два из которых в настоящее время еще имеют соединение с Ладожским озером, а остальные полностью изолированы. Все озера ранее были частью Ладожского озера, их изоляция происходила постепенно. Девять изолированных озер Витальевское, Антониевское, Зимняковское, Германовское, Крестовое, Никоновское, Игуменское, Черное и Оссиево находятся на различных абсолютных высотных отметках и образовались в результате изоляции от Ладожского озера в течение второй половины голоцена [*Сапелко и др., 2018*]. В настоящее время они представляют собой небольшие лесные озера с темной водой коричневого цвета, илистым дном, с высокой минерализацией, повышенным содержанием органического вещества и высоким содержанием железа [*Воякина, 2017*].

Изучение истории озер на о. Валаам началось в 1996 г. [*Saarnisto, Grönlund, 1996; Vuorela et al., 2021; Saarnisto, 2012*]. Следующий этап исследований относится к началу 2000-х годов, когда проводились рекогносцировочные работы группы палеолимнологии Института озероведения РАН с отбором первых поверхностных проб донных отложений озер. Новые комплексные палеолимнологические исследования на о-ве Валаам начаты в 2019 г. За это время изучены все девять изолированных озер. Отобраны колонки донных отложений, описана современная растительность на водосборах и распространение макрофитов в озерах [*Sapelko et al., 2020; Сапелко и др., 2023*]. Установлена связь между динамикой распространения макрофитов в озерах, отделяющихся от большого озера или моря, с изменениями береговых линий крупных водоемов [*Газизова и др., 2023; Sapelko et al., 2023; Gazizova & Sapelko; 2024*].

В 2025 г. комплексные палеолимнологические исследования начаты на самом большом озере о. Валаам. Сисиярви – это озеро площадью 0.81 км^2 с максимальной глубиной 19 м [*Воякина, 2017*], которое в настоящее время еще имеет связь с Ладогой, но здесь уже формируется экосистема малого изолированного озера. Буквально можно наблюдать «рождение» нового озера в реальном времени. В подобном озере в связи с

процессом изоляции особенно актуальным является изучение макрофитов.

Исследование проводилось в августе, в период максимального развития макрофитов, современное распространение которых изучалось в рамках полевых исследований на озерах. Отбор колонок донных отложений осуществлялся в двух точках, поверхностные пробы изучались в восьми точках, а описание современного распространения макрофитов проводилось в трех точках, где также отбирались пробы воды для определения гидрохимических характеристик (рис. 1).

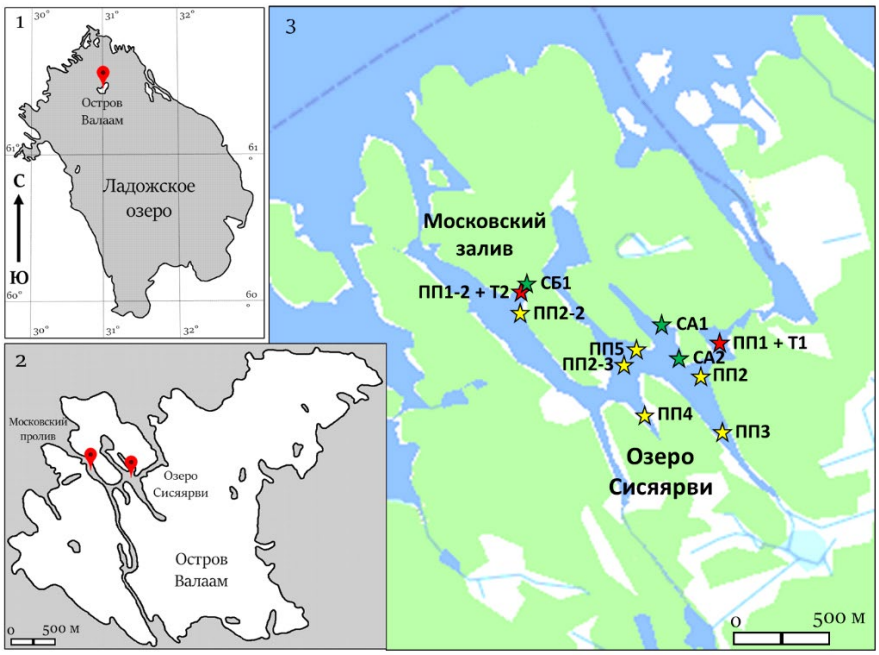


Рис.1. Район исследований. 1 - Расположение о. Валаам; 2 – Положение точек отбора колонок донных отложений на оз. Сисяярви; 3 – точки исследований на карте оз. Сисяярви: ПП – отбор поверхностных проб, Т1 и Т2 - точки отбора колонок, СА1, СА2, СБ – участки флористического описания современной водной растительности.

Первая выбранная точка отбора колонки донных отложений расположена в заливе Репа, в настоящее время наиболее близком к изоляции от Ладожского озера. Рельеф берегов здесь разнообразный, низкие берега постепенно заболачиваются. Глубины в заливе Репа относительно небольшие около 5 м. Вторая точка - в Московском заливе оз. Сисяярви, расположена недалеко от выхода в большое озеро, где связь с ладожскими водами еще наиболее активна. Московский залив глубоководный, рельеф дна сложный, уклоны дна в основном высокие, глубины – более 10 м. Берега в основном высокие скалистые (рис. 2) Также отобраны пробы воды для гидрохимических исследований и поверхностные пробы донных отложений озера.



Рис. 2. Берега Московского залива (слева) и залива Репа (справа) оз. Сисяярви (фото Т.В. Сапелко).

Выполнено предварительное литологическое описание двух отобранных колонок (рис. 3). Колонка донных отложений мощностью 5 м (5.7-10.7 м) отобрана с помощью Русского бура в центре залива Репа (точка Т1) (рис. 1) с глубины 5.7 м. Отобрано шесть метровых кернов с перекрытиями, что позволило получить непрерывную колонку донных отложений, в которой описаны литологические горизонты (рис. 3). Колонка донных отложений мощностью 1,6 м (4.8-6.4 м) отобрана с помощью Русского бура в небольшой бухте Московского залива (точка 2) (рис.1) недалеко от открытой части Ладожского озера. Отобрано четыре керна (два метровых керна с перекрытиями и два их дубля), что также позволило получить непрерывную колонку донных отложений и описать литологические горизонты (рис. 3). В нижней части обеих колонок отмечен горизонт серого алеврита разной мощности. Выше залегают слои глинистой и органогенной гиттий.

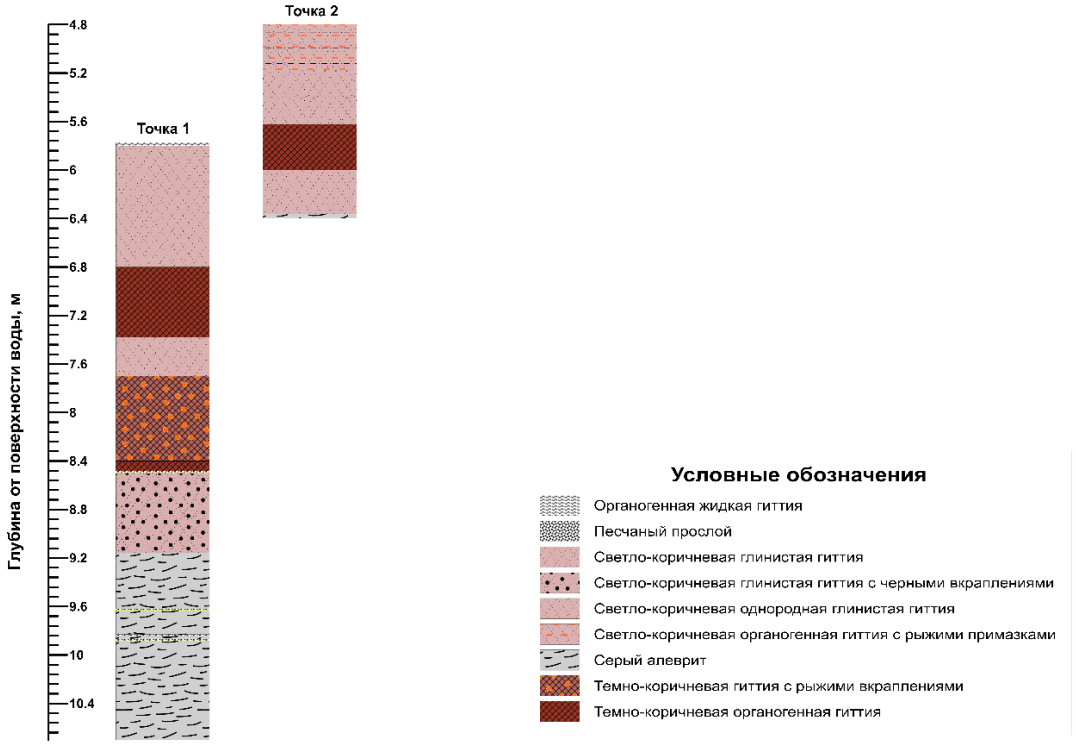


Рис. 3. Литостратиграфия колонок донных отложений оз. Сисяярви.

По результатам изучения современного распространения макрофитов установлено, что характер зарастания высшей водной растительностью в различных районах оз. Сисяярви неодинаков и зависит от эдафических особенностей и крутизны литоральных склонов. (рис.4). В озере преобладает каменисто-песчаная и песчаная литораль с высоким уклоном дна, на которой макрофиты образуют узкую часто прерывающуюся полосу зарослей. Редко встречающиеся участки илистого грунта с пологим уклоном дна находятся в основаниях заливов и характеризуются зональным зарастанием. Каменисто-песчаный берег с сильным уклоном дна (станция СА1, 61°22'57"N, 30°55'50"E) покрыт фрагментарными зарослями гигрофитов (*Iris pseudacorus* L.) и гелофитов (*Phragmites australis* (Cav.) Trin. ex Steud., *Carex acuta* L.). Полоса гелофитов обрамлена сильно разреженными зарослями плавающих укореняющихся растений, представленных кубышкой желтой (*Nuphar lutea* (L.) Smith). Из погруженных растений между куртин гелофитов встречаются полушник озерный (*Isoetes lacustris* L.) и лютик стелющийся (Ranunculus reptans *L.*), а также куртины рдеста злакового (*Potamogeton gramineus* L.) и пронзеннолистного (*Potamogeton perfoliatus* L.). Общая ширина зарослей не превышает 1.5 м. Залив с песчаным дном и средним уклоном дна (станция СБ1, 61°23'05"N 30°54'49"E) по берегам зарастает куртинами осоки острой (*Carex acuta*). Кубышка желтая образует

прерывистую полосу шириной 2-3 м, протянувшуюся вдоль берега. Подводный ярус образуют редко встречающиеся придонные растения (ситняг игольчатый (*Eleocharis acicularis* (L.) Roemer & Schultes) и лютик стелющийся), а также рдесты злаковый и пронзеннолистный с урутью очередноцветковой (*Myriophyllum alterniflorum* DC.). Заиленный залив с пологим уклоном дна (станция СА2, 61°22'50"N, 30°55'59"E) имеет выраженную поясность растительного покрова. Первый пояс образован массивами зарослей гигрофитов (*Comarum palustre* L., *Calla palustris* L.) и гелофитов (*Phragmites australis*). Второй пояс составляют плавающие укореняющиеся макрофиты — кубышка желтая с примесью рдеста плавающего (*Potamogeton natans* L.). Их заросли (шириной 20-25 м) занимаю основную площадь залива. Погруженный ярус растительности на мелководье представлен ситнягом игольчатым и болотником короткоплодным (*Callitriche cophocarpa* Sendtn.), а в поясе кубышки — рдестом пронзеннолистным, урутью очередноцветковой и шелковникником щитовидным (*Batrachium peltatum* (Schrank) J. Presl).

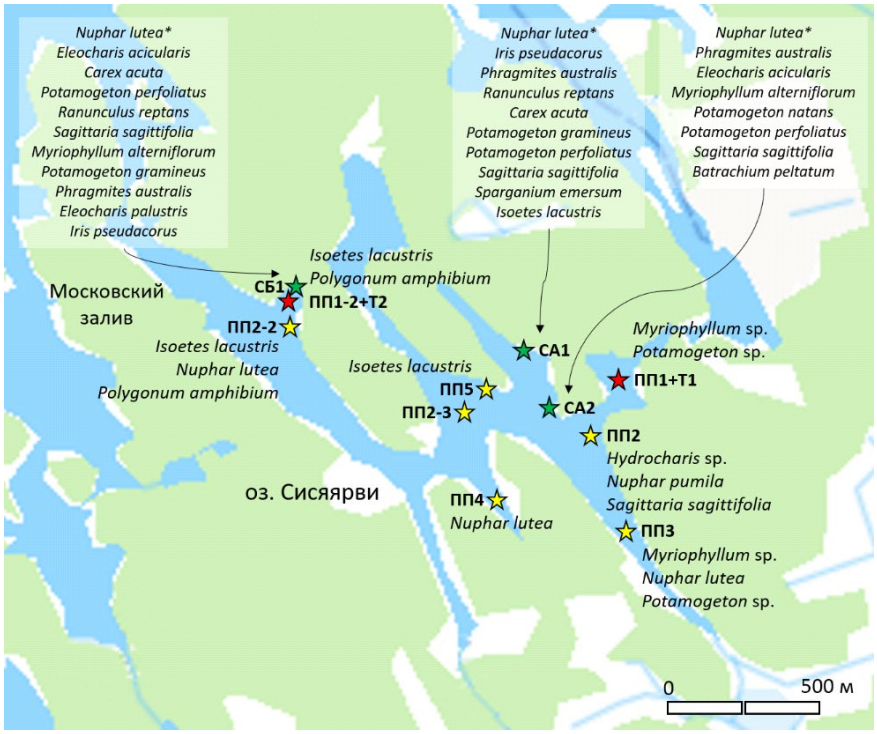


Рис. 4. Карта оз. Сисяярви на о. Валаам с точками исследования (условные обозначения на рис. 1) и флористическим описанием водной растительности.

В озере выделяется «закрытая» часть, образованная небольшими заливами (Репа, Кукинский, Скитский), и более «открытая» часть, до сих пор активно обменивающаяся водами с Ладогой (Московский залив). Поверхностные пробы 1-5 были отобраны в «закрытой» части, пробы 2-1, 2-2 и 2-3 – в «открытой» (рис. 5). По результатам палинологического анализа поверхностных проб были установлены основные закономерности распределения пыльцы в донных отложениях озера. Наблюдается характерное для лесной зоны доминирование пыльцы древесных пород, среди которых преобладает пыльца сосны. Встречается также пыльца березы и ели. Довольно велико участие пыльцы *Alnus glutinosa*, произрастающей на увлажненных участках по берегам. В большинстве проб присутствует пыльца широколиственных пород (*Carpinus sp., Corulus avellana, Fraxinus sp., Quercus sp., Ulmus sp., Tilia* sp.). Среди кустарников и кустарничков отмечена пыльца *Juniperus communis, Salix sp., Frangula sp.* и *Alnaster fruticosus*.

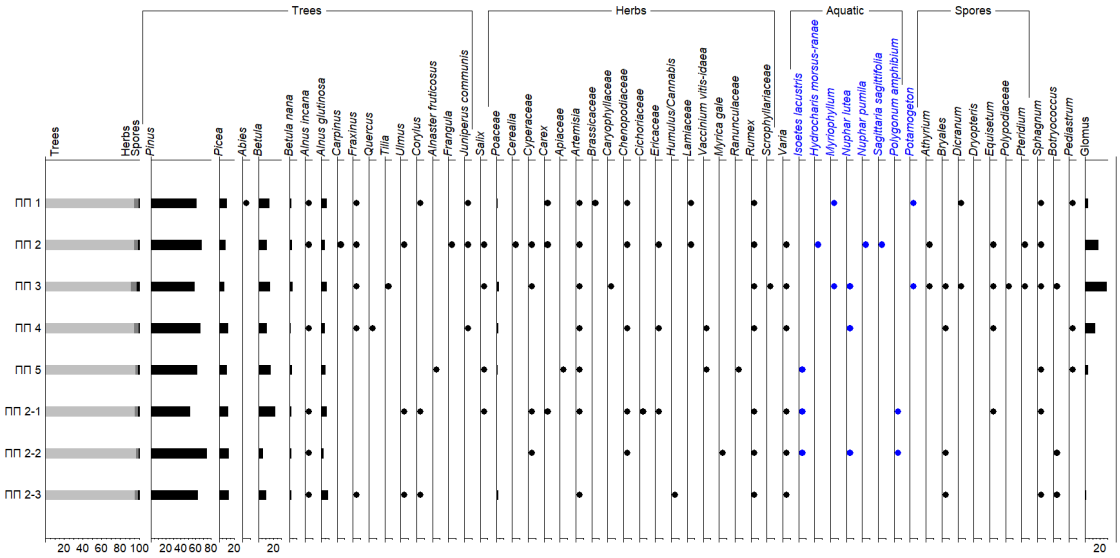


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений поверхностных проб оз. Сисяярви.

Среди трав доминирует пыльца Poaceae, наиболее велико ее содержание в ПП 1, 3, 4, 2-3. К семейству злаковых относится *Phragmites australis*, образующий заросли по берегам «закрытой» части оз. Сисяярви (рис. 5). Часто встречается пыльца Cyperaceae и *Carex* sp., по данным флористического описания в водно-болотных сообществах озера распространена *Carex acuta*. В поверхностных пробах стабильно отмечена пыльца *Artemisia* sp., *Rumex* sp. и Chenopodiaceae, представители данных таксонов являются характерными для травянистых сообществ на о. Валаам (Кравченко, 1988). Помимо тростника и осок, среди водных и прибрежно-водных растений в палиноспектрах встречена пыльца *Isoetes lacustris*, *Hydrocharis morsus-ranae*, *Myriophyllum* sp., *Nuphar lutea*, *Nuphar pumila*, *Sagittaria sagittifolia*, *Polygonum amphibium*, *Potamogeton* sp.. Если сравнивать видовой состав макрофитов в «закрытой» и «открытой» частях оз. Сисяярви, то в «закрытой» части отмечается преобладание пыльцы *Myriophyllum* sp., *Nuphar lutea* и *Potamogeton* sp. В «открытой» части чаще встречаются *Isoetes lacustris* и *Polygonum amphibium*. При этом согласно флористическому описанию, полушник озерный произрастает и в небольших заливах озера, а кубышка и рдесты встречаются на всех точках описания. Кубышка желтая является доминантом по площади зарастания среди макрофитов. *Sphagnum* sp., *Equisetum* sp. и Bryales преобладают среди споровых растений. Отмечены споры *Dicranum* sp., Athyrium sp., *Dryopteris* sp., *Pteridium* sp., Polypodiaceae, Встречаются зеленые водоросли Botryococcus. и Pediastrum sp., а также споры грибов Glomus, индикаторы почвенной эрозии, наиболее велико их содержание в ПП 2, 3, 4, что может свидетельствовать о повышенной антропогенной нагрузке – на берегу вблизи ПП 3 и 4 расположены Смоленский скит и Ферма.

Таким образом, помимо отобранных колонок донных отложений, в процессе полевых работ на оз. Сисяярви, были изучены современные особенности развития водной растительности в разных частях озера. Дальнейшее изучение отобранных колонок донных отложений поможет проследить историю развития оз. Сисяярви и сравнить выявленные закономерности с изученными современными особенностями озера в процессе его изоляции от Ладожского озера.

Авторы выражают благодарность В.А. Розову и М.И. Мамитовой за участие в полевых работах, а также Е.Ю. Воякиной и начальнику метеостанции Феликсу Таратунину за многолетнюю помощь в организации полевых работ на озерах о. Валаам.

Финансирование. Исследования проводятся в рамках проекта НИР ИНОЗ РАН – СПб ФИЦ РАН № FFZF-2024-0001 «Экосистемы Ладожского озера, водоемов его бассейна и прилегающих территорий в условиях воздействия природных и антропогенных факторов на фоне климатических изменений».

ЛИТЕРАТУРА

Газизова Т.Ю., Русанов А.Г., Сапелко Т.В. Оценка сходства видового состава макрофитов современной водной растительности и субрецентных спорово-пыльцевых спектров малых озер на острове Валаам (Ладожское озеро) // Труды Карельского научного центра РАН. 2023. № 6. С. 73–83. doi:10.17076/lim1703

Воякина Е.Ю. Особенности продукционных процессов в озерах о. Валаам // Труды Зоологического института РАН. 2017. Т. 321. № 1. С. 10–18.

Кравченко А.В. К флоре Валаама // Флористические исследования в Карелии. Петрозаводск, 1988. С. 96–123.

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. № 75. С. 23–34.

Сапелко Т.В., Газизова Т.Ю., Моисеенко А.Д. и др. Особенности процесса изоляции озера Витальевского (остров Валаам) и динамика растительности в связи с изменением уровня Ладожского озера в позднем голоцене // Геоморфология и палеогеография. 2023. Т. 54. № 4. С. 72–89. doi: 10.31857/10.31857/S2949178923040126

Степанова А.Б., Воякина Е.Ю., Зуева Н.В., Куличенко А.Ю., Бабин А.В. Водная система Валаамского архипелага. Малые лесные озера // Современное состояние и проблемы антропогенной трансформации экосистемы Ладожского озера в условиях изменяющегося климата. СПб, 2021. С. 477-485.

Gazizova T., Sapelko T. Macrophyte pollen in the Late Holocene history studies of the Ladoga island lakes // Journal of Paleolimnology. 2024. Vol. 72. Is. 4. P. 419-428. doi:10.1007/s10933-024-00341-z

Sapelko T., Kuznetsov D., Ludikova A., Korneenkova N., Terekhov A. The development of island lakes of Lake Ladoga during the Late Pleistocene Holocene // Limnology and Freshwater Biology. 2020. № 4. P. 470-471. doi:10.31951/2658-3518-2020-A-4-470

Sapelko T.V., Gazizova T.Yu., Rusanov A.G., Lapenkov A.E., Korneenkova N.Yu., Mazei N.G., Mazei Yu.A., Grigoriev V.A. The use of macrophytes in paleoreconstructions of lakes and seas coastlines dynamics // Limnology and Freshwater Biology. 2024. № 4. P. 618-623. doi:10.31951/2658-3518-2024-A-4-618

Saarnisto M., Grönlund T. Shoreline displacement of Lake Ladoga – new data from Kilpolansaari // Hydrobiologia. 1996. Vol. 322. P. 205–215. doi: 10.1007/BF00031829

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

Vuorela I., Lempiänen T., Saarnisto M. Land use pollen record from the Island of Valamo, Russian Karelia // Annales Botanici Fennici. 2001. № 38. P. 139–165.

PALEOLYMNOLOGICAL RESEARCH ON VALAAM ISLAND IN LAKE LADOGA

Sapelko T.V.[1]., Rusanov A.G. [1], Gazizova T.Yu. [1], Vasilyuk V.A[2]., Kutsay A.A [3], Yampolsky M.V. [3]

[1]Institute of Limnology – St. Petersburg Federal Research Center, St. Petersburg, Russia
[2]St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
[3]Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Russia

Long-term studies of the completely isolated inland lakes of Valaam Island (Lake Ladoga) have established a link between changes in Lake Ladoga water level and macrophyte dynamics during the Holocene. In 2025, fieldwork was conducted on Lake Sisyayarvi, which is currently still connected to Lake Ladoga but is gradually losing this connection. Two sediment cores were collected from different parts of Lake Sisyayarvi. To objectively assess the conditions

of Holocene sedimentation in various bays of the lake, currently in varying stages of isolation, the distribution patterns of modern aquatic vegetation in the lake were studied, as well as the reflection of this vegetation in the subrecent pollen spectra of lake sediments.

Keywords: *island lakes, lake sediments, lake level change, macrophytes, Holocene, Ladoga lake, Valaam*

REFERENCES:

Gazizova T.Yu., Rusanov A. G., Sapelko T.V. The similarity assessment of the macrophyte species composition between modern aquatic vegetation and subrecent pollen spectra of small lakes on the Valaam Island (Lake Ladoga) // Transactions of the Karelian Research Centre RAS. 2023. 6. P. 73–83. doi:10.17076/lim1703 (in Russian).

Gazizova T., Sapelko T. Macrophyte pollen in the Late Holocene history studies of the Ladoga island lakes // Journal of Paleolimnology. 2024. Vol. 72. Is. 4. P. 419-428. doi:10.1007/s10933-024-00341-z

Kravchenko A. V. On the flora of Valaam // Floristic studies in Karelia. Petrozavodsk, 1988. P. 96–123. (in Russian).

Saarnisto M., Grönlund T. Shoreline displacement of Lake Ladoga – new data from Kilpolansaari // Hydrobiologia. 1996. Vol. 322. P. 205–215. doi: 10.1007/BF00031829

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

Sapelko T.V., Terexov A.V., Amantov A.V. Ladoga Transgression: reconstruction of the final stage and subsequent decline in the northern part of the lake // Regional Geology and Metallogeny. 2018. No. 75. P. 23–34. (in Russian).

Sapelko T., Kuznetsov D., Ludikova A., Korneenkova N., Terekhov A. The development of island lakes of Lake Ladoga during the Late Pleistocene Holocene // Limnology and Freshwater Biology. 2020. № 4. P. 470-471. doi:10.31951/2658-3518-2020-A-4-470

Sapelko T.V., Gazizova T.Y., Moiseenko A.D., Ludikova A.V., Kuznetsov D.D., Rusanov A.G. Lake Vitalievskoye (Valaam island) isolation process and vegetation dynamics due to changes in the level of the Lake Ladoga during the Late Holocene // Geomorphology and Paleogeography. 2023. Vol. 54. N. 4. P. 72-89. doi:10.31857/S2949178923040126

Sapelko T.V., Gazizova T.Yu., Rusanov A.G., Lapenkov A.E., Korneenkova N.Yu., Mazei N.G., Mazei Yu.A., Grigoriev V.A. The use of macrophytes in paleoreconstructions of lakes and seas coastlines dynamics // Limnology and Freshwater Biology. 2024. № 4. P. 618-623. doi:10.31951/2658-3518-2024-A-4-618

Stepanova A.B., Voyakina E.Yu., Zueva N.V., Kulichenko A.Yu., Babin A.V. Water system of the Valaam archipelago. Small forest lakes // Current state and problems of anthropogenic transformation of the Lake Ladoga ecosystem in a changing climate. St. Petersburg, 2021. P. 477-485. (in Russian).

Voyakina E.Yu. The Features of production processes in the lakes of Valaam archipelago // Proceedings of the Zoological Institute RAS. 2017. Vol. 321. № 1. P. 10–18. (in Russian).

Vuorela I., Lempiänen T., Saarnisto M. Land use pollen record from the Island of Valamo, Russian Karelia // Annales Botanici Fennici. 2001. № 38. P. 139–165.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-489-496

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ЗГОНСКОЕ, МОЛОГО-ШЕКСНИНСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

✉ *Суворова А.Н.* [1]*, Садоков Д.О.* [2]*, Савельева Л.А.* [1]

[1]СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
[2]Университет МГУ-ППИ в Шэньчжэне, Шэньчжэнь, Китай
✉ *st069392@student.spbu.ru*

Состав и изменение спорово-пыльцевых комплексов голоцена Молого-Шекснинской низменности содержит целый ряд противоречий. С целью изучения динамики растительности в голоцене методом спорово-пыльцевого анализа изучены озерно-болотные отложения озера Згонское. Результаты измерения магнитной восприимчивости и изучения распределения геохимических индикаторов по разрезу позволили выявить динамику интенсивности процессов палеоседиментации, палеоэрозии и палеогидрологии в озере. На основе сопряженных исследований, а также сопоставления полученных палинологических данных с ранее опубликованными, прослежено изменение спорово-пыльцевых комплексов Молого-Шекснинской низменности в течение голоцена. Так, пребореальный период характеризуется доминированием пыльцы *Picea*, бореальный – *Betula* sect. *Albae* или *Pinus*, в атлантическом периоде значительно увеличивается роль пыльцы *Alnus* и широколиственных пород деревьев, а в суббореальном и субатлантическом – уменьшается роль пыльцы широколиственных и резко возрастает роль пыльцы *Picea*. Геохимические индикаторы (K, Fe, Ca/Si, магнитная восприимчивость) позволили выявить в нижней части колонки последовательное снижение палеоэрозии синхронно с ростом биопродуктивности, которая оставалась на высоком уровне в верхней части разреза.

Ключевые слова: *голоцен, Молого-Шекснинская низменность, спорово-пыльцевой анализ, рентгенофлуоресцентный анализ*, *магнитная восприимчивость*, *озерно-болотные отложения*

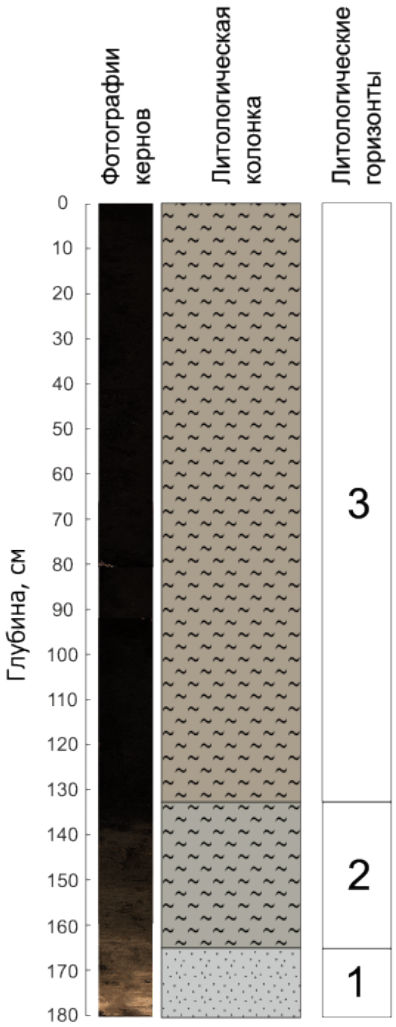
Введение. Молого-Шекснинская низменность (МШН) – малоизученный район северо-запада и центральной частей Русской равнины с точки зрения палеогеографии. История развития растительности в голоцене всё ещё содержит множество спорных моментов и противоречий, особенно в отношении динамики растительного покрова в этот период.

Значительная часть палинологических исследований голоценовых отложений была выполнена в ходе геологической съемки в 60-70-е годы (Ауслендер В.Г., Николаев Ю.В., Смирнов В.И. Отчет о комплексной геолого-гидрогеологической съемке м-ба 1:200000, проведенной в районе г. Устюжны Вологодской области. Л.: ВСЕГЕИ, Инв. № 6439, 1964; Мокриенко З.М., Александрова Н.А., Ауслендер В.Г., Полуэктов Л.Н., Черваков Ю.И., Боровикова Н.А. Отчет о групповой комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000 бассейна р. Суды Вологодской области (1972–76 гг.) [отчет]. Л.: ВСЕГЕИ. Инв. № 13523, 1976). Большинство разрезов МШН, вскрывающие голоценовые отложения, зачастую неполные и не имеют подтверждения времени образования абсолютными датировками. Современные работы, в которых представлены полные разрезы голоцена с абсолютными датировками, немногочисленны. Это разрезы болот “Дедово поле” и “Закозье” (Информационный отчет о результатах научно-исследовательских работ по “созданию регионального банка микропалеонтологических данных и уточнению микропалеонтологического обоснования стратиграфии четвертичных отложений севера и северо-запада Русской плиты” / книга 1; отв. исполнитель - Плешивцева Э.С., - Санкт-Петербург, 2002. - Инв. № 27290), болота “Серебрянниковское” [*Савельева, 2007*] и озеро Мотыкино [*Камыгина, Ершова, 2024*], а также частично опубликованные результаты изучения отложений озера Змеиное, выполненные авторами [*Суворова и др., 2024*].

С целью дополнения палинологических данных, уточнения изменений спорово-пыльцевых комплексов и последующего составления общей схемы развития растительности на протяжении всего голоцена, подтвержденной результатами абсолютного датирования, а также получения данных о геохимических показателях и магнитной восприимчивости были изучены отложения озера Згонское, которое расположено в юго-восточной части МШН (рис. 1).



Рис. 1. Район исследования.



Район работ и методы исследования. Озеро Згонское (58°43′27″ с.ш., 37°36′17″ в.д.) – малый внутриболотный бессточный водоем, расположенный в подножье абразионного останца, сложенного лимноаллювием осташковского возраста [*Государственная геологическая…, 2016*], на абсолютной высоте 108 м н.у.м. Площадь водоема 0,6 км^2, глубина 0,6 м. По побережьям озера расположены сфагновые болота, ближе к воде заросли осоки и рогоза, вокруг озера – зеленомошно-черничный сосновый лес.

В августе 2025 года с использованием торфяного бура с длиной пробоотборника 0,93 м получена колонка отложений, отобранная в центральной части озера, общей мощностью 1,75 м. Литологически отложения представлены тремя горизонтами (рис. 2):

Горизонт 1 (165-175 см). Глинистый мелкозернистый кварцевый песок с черными зернами и крупными угольками, с темными прослоями. В верхней части горизонт имеет серо-коричневый цвет, к нижней части плавно переходит в серо-оливкового.

Горизонт 2 (132-165 см). Сапропель оливкового цвета с растительными остатками (листья, стебли); в нижней части с мелкозернистым песком. Переход к нижележащему горизонту плавный, полосчатый.

Горизонт 3 (0-132 см). Органогенный сапропель зеленовато-черного цвета с остатками растений; с глубиной становиться более плотным.

Рис. 2. Литологическая колонка.

Рентгенофлуоресцентный анализ методом непрерывного сканирования кернов (РФА логгинг) и измерение магнитной восприимчивости материала (χ) выполнялись в Лаборатории палеоокеанологии Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, на анализаторе Geotek MSCL-XYZ (анод Rh). Для кернов без нарушения их структурной целостности съемка проводилась с разрешением 2 мм для нижних 50 см колонки, и 5 мм для верхних 125 см, с экспозицией съемки 2 секунды в каждой точке.

Спорово-пыльцевой анализ проводился в лаборатории «Геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана» им. В.П. Кёппена Института наук о Земле СПбГУ. Предварительная химическая пробоподготовка выполнена для 24 образцов, отобранных с частотой 8 см. Для расчета концентрации пыльцевых зерен были добавлены таблетки с известным числом спор *Lycopodium* [*Stockmarr, 1971*]. Все пробы были обработаны HCL и NaOH, после чего пробы, содержащие примесь минеральных частиц были обработаны HF суммарно в течение 6 часов на водяной бане. Для проб, в которых минеральная часть не растворилась, была выполнена сепарация в калий-кадмиевой тяжелой жидкость с удельным весом 2,29 г/м^3 [Гричук, Заклинская, 1948].

Изучение образцов происходило на световом микроскопе “ЛОМО” при 400х-кратном увеличении. В каждом образце подсчитано не менее 300 пыльцевых зерен. Спорово-пыльцевая диаграмма (СПД) построена с применением специализированной программы “Tilia” [*Grimm, 2004*]. При вычислении процентного содержания каждого пыльцевого и спорового таксона за 100% принята сумма пыльцы наземных растений за исключением водных.

Результаты и обсуждение. Результаты измерения магнитной восприимчивости и изучения распределения геохимических индикаторов по разрезу позволяют подразделить всю колонку на три геохимические зоны, с глубинами соответственно: I – 175-165 см, II – 165 -132 см, III – 132-0 см.

Геохимическая зона I (глубины 175-165 см) соответствует литологическому горизонту 1, и выделяется по наивысшим по разрезу значениям K и χ, наименьшим значениям индекса Ca/Si и сравнительно сниженному содержанию Fe на фоне остального его распределения.

Геохимическая зона II (глубины 165-132 см) совпадают по границам с литологическим горизонтом 2, и характеризуются снижением значений χ и концентрации K синхронно с ростом Ca/Si. Крутизна кривых на графике для каждого из этих показателей в зоне II изменяется индивидуально (χ сокращается быстрее в нижней части зоны II, Ca/Si возрастает быстрее в её верхней части, а изменение содержания K сравнительно стабильно). В содержании Fe здесь наблюдаются наивысшие значения, снижаясь к верхней границе зоны.

Геохимическая зона III (глубины 132-0 см) совпадает с литологическим горизонтом 1. В пределах этой зоны χ и K демонстрируют стабильно низкие значения, близкие к нулю, и на отдельных интервалах глубин (73 см, 20-0 см) претерпевающие малоамплитудные колебания. Ca/Si в зоне III достигает наивысших значений, и сохраняет этот уровень на протяжении всей зоны, с постепенным трендом к снижению к верхней границе, и непериодическими осцилляциями. В распределении Fe выделяются два интервала с заметно сниженным содержанием (глубины 132-124 см и 108-95 см), разделенные соответственно интервалом с повышенной концентрацией железа. Выше по колонке значения Fe колеблются с небольшой амплитудой на среднем уровне без заметных изменений.

Выбранные индикаторы отражают динамику интенсивности процессов палеоседиментации, палеоэрозии и палеогидрологии в озере [*Davies et al., 2015*]. По всей вероятности, осадки зоны I накапливались при значительном влиянии физического выветривания и эрозионного переноса кластических минералов при низкой общей биологической продуктивности озера. Ситуация постепенно менялась в течение зоны II,

по мере накопления органического вещества (учитывая предположение о сохранении Ca в отложениях преимущественно путем вторичного карбонатообразования) [*Kelts, Hsü, 1978*]: органогенное осадконакопление сменило минерагенное, а количество поступающего в озеро аллохтонного кластического материала снижалось. Эти процессы указывают на наступление благоприятной обстановки в озере для повышения биопродуктивности, и на стабилизацию почв, что совместно дают основания предположить региональное климатическое потепление. Примечательно, что распределение железа по разрезу вероятнее всего не характеризует палеоэрозионные изменения (в отличии от K), а, по всей видимости, связано с колебаниями окислительно-восстановительной обстановки на протяжении всей истории озера. Такие эффекты возможны прежде всего при близости границы редокс условий к поверхности донных отложений, а значит, в условиях мелководности озера.

Подобные выводы о геохимических условиях были сделаны на основе РФА логгинга для озер Хотавец [*Sadokov et al., 2022*] и Белого [*Садоков и др., 2022*] (16 км к югу и 135 км к северо-западу от оз. Згонского, соответственно), также относящихся к МШН. В упомянутых разрезах этих озёр синхронное снижение минерагенной компоненты и рост значений органогенных индикаторов отмечались на рубеже позднеледниковья и голоцена, что дает основания предположить, что геохимические зоны I и II (литологические горизонты 1 и 2) в разрезе оз. Згонского аналогичным образом соответствуют тем же характерным процессам.

По предварительным палинологическим данным растительный покров юго-восточной части МШН реконструируется с позднего дриаса. На полученной спорово-пыльцевой диаграмме выделено 5 палинозон. Так, первая палинозона (PZ-1) предположительно относится нами к позднему дриасу, вторая (PZ-2) – к пребореальному периоду, третья (PZ-3) – к бореальному, четвертая (PZ-4) – к атлантическому, а пятая (PZ-5) палинозона соответствует суббореалу и субатлантику.

Спорово-пыльцевой спектр (СПС) **палинозоны 1** (PZ-1, 175-173 см) характеризуется преобладанием пыльцы древесных (85%) над пыльцой трав (15%). Концентрация пыльцевых зерен низкая, 5190 п.з./г^3. Доминирующим таксоном является пыльца *Betula* sect. *Albae* (30%), субдоминантами – пыльца *Picea* (20%) и *Pinus* (20%). Процент пыльцы *Betula nana* составляет 10%. Единично отмечено присутствие пыльцы *Alnus* и широколиственных пород деревьев (*Ulmus*, *Corylus*, *Tilia*, *Quercus*). В группе трав преобладает пыльца Poaceae, Cyperaceae и *Artemisia* (по 3%). Споровые отмечены единично. Такой СПС характерен для разреженных елово-березовых лесов.

Палинозона 1 предположительно сопоставляется нами с поздним дриасом. Наши результаты не противоречат палинологическим данным болот «Закозье» и «Дедово поле» (Плешивцева, 2002; Инв. № 27290). Однако, в нашем случае поздний дриас выделен лишь по одной пробе, что требует дополнительных исследований.

В **палинозоне 2** (PZ-2, 173-132 см) процент пыльцы древесных уменьшается до 75%. Концентрация пыльцевых зерен плавно увеличивается и достигает 66 591 п.з./г^3 к концу палинозоны, в среднем – 32 600 п.з./г^3. В спорово-пыльцевом спектре доминирует пыльца *Picea*, процент которой резко увеличивается в начале палинозоны до 41%, а к концу уменьшается до 16%. Содержание пыльцы *Betula* sect. *Albae* наоборот растет к концу палинозоны с 15% до 36%. Стабильно присутствует пыльца *Pinus* (5-8%) и *Betula nana* (8-11%). В СПС появляется пыльца *Salix*, процент стабильно составляет около 3%. Среди трав отмечено преобладание пыльцы Poaceae (8-15%), Cyperaceae (5-8%) и *Artemisia* (4-8%). Для данной палинозоны характерно наибольшее таксономическое разнообразие в группе трав. Споровые представлены преимущественно спорами *Equisetum* (9-12%). Помимо этого в данной палинозоне отмечено высокое содержание цист зеленых водорослей *Pediastrum* (18-32%). По данному спорово-пыльцевой спектр можно реконструировать еловые тундры (?) с карликовой и древовидной березой, ивой и травами.

Палинозона 2 сопоставляется нами с пребореальным периодом. Полученный спорово-пыльцевой спектр имеет сходство с таковыми из разрезов озера Мотыкино [*Камыгина, Ершова, 2024*] и болота Серебрянниковское [*Савельева, 2007*]. В конце пребореала в разрезе болота "Серебряниковское", также как и в разрезе озера Згонское отмечается пик спор *Equisetum* (10%).

Спорово-пыльцевой комплекс пребореального периода, полученный для разреза болота "Закозье" (Плешивцева, 2002; Инв. № 27290) несколько отличается от нашего абсолютным доминированием пыльцы *Betula* sect. *Albae* (до 50%). Также, наши данные значительно отличаются от полученных по разрезу болота "Дедово поле", где доминирует пыльца *Pinus* (до 60%), при значительном количестве пыльцы *Betula* sect. *Albae* (до 25%). Однако, здесь, также как и в нашем случае, отмечается значительное количество пыльцы *Typha* (около 10%).

Палинозона 3 (PZ-3, 132-91,5 см) характеризуется увеличением концентрации пыльцевых зерен – 188 219-389 096 п.з./г^3, в среднем – 279 400 п.з./г^3. В общем составе СПС преобладает пыльца древесных (87-89%). Доминирующая роль принадлежит пыльце *Betula* sect. *Albae* (43-59%), на фоне которой увеличивается доля пыльцы *Pinus* до 28%. Уменьшается доля пыльцы *Betula nana* до 3-8%. Пыльца *Picea* встречается единично. В конце палинозоны появляется пыльца *Ulmus* (4,8%) и единично *Alnus*, *Tilia* и *Corylus*. В группе трав в небольших количествах присутствует пыльца Cyperaceae (3-4%), Poaceae (2-3%) и *Artemisia* (2-3%). В значительных количествах появляются споры *Sphagnum* (5-10%) и Polypodiaceae (2-5%), а процент спор *Equisetum* сокращается до 1-2%. Процент цист *Pediastrum* сокращается до 2-3%.

Данная палинозона предположительно соответствует бореальному периоду, для которого реконструируются разреженные сосново-березовые леса с единичными широколиственными породами деревьев, преимущественно вязом. Увеличением количества спор сфагнума отмечается начало формирования верховых болот в районе исследования.

Наши данные сопоставляются со СПС бореального периода, полученными по разрезу болота «Закозье» (Плешивцева, 2002; Инв. № 27290) и Серебрянниковское [*Савельева, 2007*] и озера Мотыкино [*Камыгина, Ершова, 2024*].

Отличается спорово-пыльцевой спектр разреза болота "Дедово поле" (Плешивцева, 2002; Инв. № 27290), где наоборот доминирует пыльца *Pinus* (до 60-70%) при подчиненном количестве пыльцы *Betula* sect. *Albae* (20%). Также в конце палинозоны отмечено значительное увеличение количества пыльцы *Picea* до 30%.

В палинозоне 4 (PZ-4, 91,5-15 см)**,** сопоставленной нами с атлантическим периодом, концентрация пыльцевых зерен достигает наибольших значений – от 418 000 п.з/г^3 до 1 075 000 п.з/г^3, в среднем – 690 000 п.з/г^3. Общий состав спектра характеризуется увеличением процента пыльцы древесных до 95%. Доминирующим таксоном остается *Betula* sect. *Albae* (25-40%). Вновь появляется пыльца *Picea* и достигает 21,5% Пыльца *Pinus* стабильно присутствует в спорово-пыльцевом спектре в количестве 15-20%. На протяжении палинозоны плавно растет количество пыльцы широколиственных пород деревьев и достигает максимума в конце палинозоны: *Ulmus* (3-8%), *Tilia* (1-2%), *Quercus* (1-4%) и *Corylus* (1-2%), а также единично отмечены пыльцевые зерна *Carpinus* и *Fraxinus.* Пыльца *Alnus* также появляется и стабильно присутствует на протяжении всей палинозоны в количестве 8-14%. Пыльца трав присутствует в незначительном количестве.

СПС соответствует елово-березовым лесам с сосной и значительной долей широколиственных пород деревьев.

Атлантический период отличается наибольшим разнообразием в спорово-пыльцевых спектрах. Так, СПС разреза «Мотыкино» [*Камыгина, Ершова, 2024*] и болота Серебрянниковское [*Савельева, 2007*], также как и полученный нами, характеризуется доминированием пыльцы *Betula*.

На СПД разреза “Дедово поле” (Плешивцева, 2002; Инв. № 27290) атлантический период представлен пыльцой *Pinus* (50%), на фоне увеличения количества пыльцы *Picea* до 60% к концу палинозоны. Отличается СПС атлантика разреза “Закозье”, где на протяжении всей палинозоны доминирует пыльца *Picea*.

Палинозона 5 (PZ-5, 15-0 см), сопоставляемая предположительно с суббореальным/субатлантическим периодом голоцена, отличается от предыдущей палинозоны незначительным уменьшением концентрации до 570 000 п.з./г^3 в среднем. Доминирующие таксоны остаются прежними. Палинозона выделяется по уменьшению пыльцы широколиственных пород деревьев. Здесь также реконструируются елово-березовые леса.

Предположительно к суббореальному и субатлантическому периоду на нашей СПД относятся только верхние 15 см. Возможно, в это время был перерыв в осадконакоплении.

СПС данных периодов в разрезах озера Мотыкино [*Камыгина, Ершова, 2024*] и болота Серебрянниковское [*Савельева, 2007*] сходны с охарактеризованным нами.

На СПД болота «Дедово поле» (Плешивцева, 2002; Инв. № 27290) суббореал и субатлантик отличаются увеличением доли пыльцы *Picea* в СПС до 60%, в то время как в разрезе болота «Закозье», наоборот, уменьшается доля пыльцы *Picea* до 10%.

Заключение. По первым палинологическим и геохимическим данным реконструируются условия природной среды с позднего дриаса по настоящее время, при этом в суббореальном и субатлантическом периодах возможно зафиксирован перерыв в осадконакоплении. Выделено 5 палинологических и 3 геохимические зоны.

Выделенные геохимические зоны сопоставляются с палинологическим следующим образом: геохимическая зона I соответствует палинозоне 1 и первой половине палинозоны 2, геохимическая зона II – второй половине палинозоны 2 и геохимическая зона III – палинозонам 3,4 и 5.

Так, на границе позднего дриаса и пребореала происходила плавная смена минерагенного осадконакопление на органогенное, что отражается в уменьшении K и χ и увеличении Ca/Si и Fe. С бореального периода химические элементы стабильны.

По палинологическим данным реконструируются разреженных елово-березовых леса в позднем дриасе, которые в пребореальном периоде сменяются еловыми лесотундрами с карликовой и древовидной березой, ивой и травами. В бореальном периоде ель исчезает из растительного покрова, а в атлантическом постепенно возвращается в состав растительных сообществ, а также появляется ольха и широколиственные породы деревьев на фоне доминирования березы. В течение суббореального периода лесообразующей породой становится ель, а в субалантический период сосна или береза вновь становятся доминирующими. Однако, для характеристики суббореального и субатлантического периодов пока недостаточно данных.

Палинологические исследования отложений озера Згонское будут продолжены с более высоким разрешением для уточнения границ периодов голоцена и детализации изменения состава растительности в голоцене.

Авторы выражают благодарность к.г.-м.н. Д.Г. Борисову, ведущему научному сотруднику Лаборатории палеоокеанологии ИО им. П.П. Ширшова РАН, за выполнение РФА логгинга и первичную обработку результатов съёмки.

ЛИТЕРАТУРА

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист O-37 – Ярославль. Объяснительная записка // Застрожнова О. И., Кротова-Путинцева А. Е., Лукьянова Н. В., Кириков В. П. и др., – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 408 с. + 17 вкл.

Гричук В. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. 1948. М. 224 с.

Савельева Л.А. Особенности миграции ели и ольхи в голоцене на Северо-Западе европейской части России (по данным палинологического анализа болотных и озерных отложений). Диссертация на соискание научной степени кандидата географических наук, 2007. 145 с.

Садоков Д.О., Сапелко Т.В., Бобров Н.Ю., Меллес М., Федоров Г.Б. Позднеледниковая и раннеголоценовая история озерного осадконакопления на севере Молого-Шекснинской низменности на примере озера Белого (Северо-Запад России) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2022. Т. 67. №2. С. 266-298. doi: 10.21638/spbu07.2022.204

Камыгина А.В., Ершова Е.Г. Палинология озера Мотыкино в голоцене (Вологодская область, Северо-Запад европейской части России) // Limnology and Freshwater Biology. 2024. № 4. С. 340-345. doi: 10.31951/2658-3518-2024-A-4-340

Суворова А.Н., Садоков Д.О., Петров А.Ю., Савельева Л.А. Изменчивость растительного покрова Молого-Шекснинской низменности в голоцене по данным изучения озера Змеиное: первые результаты // LXXVI Герценовские чтения. География: развитие науки и образования. Материалы международной научно-практической конференции, Т.1. 2023. С. 369-374

Davies S.J., Lamb H.F., Roberts S.J. Micro-XRF core scanning in paleolimnology: recent developments. In: Croudace I.W., Rothwell R.G. (Eds.), Micro-XRF Studies of Sedment Cores. Springer, 2015. P. 189-226. doi: 10.1007/978-94-017-9849-5_7

Grimm E. C. TGView version 2.0.2. Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield. 2004.

Sadokov D.O., Sapelko T.V., Fedorov G.B. Late-Glacial and Early Holocene history of Lake Khotavets (Mologa Sheksna Lowland, NW Russia): a geodiversity conservation case study // Limnology and Freshwater Biology. 2022. № 4. P. 1562-1564. doi: 10.31951/2658-3518-2022-A-4-1562

Stockmarr J.A. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen Spores. 1971. Vol. 13. Is. 4. P. 615–621.

FIRST RESULTS OF BOTTOM SEDIMENT RESEARCH OF LAKE ZGONSKOYE LAKE, MOLOGA-SHEKSNA LOWLAND

Suvorova A.N. [1], *Sadokov D.O.* [2], *Savelieva L.A.* [1]

[1]Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
[2]Shenzhen MSU-BIT University, Shenzhen, China

The composition and changes of the pollen complexes during the Holocene on the Mologa-Sheksna Lowland contain a number of contradictions. In order to investigate the dynamics of vegetation, the bottom sediments of Lake Zgonskoye were studied using a method of spore-pollen analysis. The results of magnetic susceptibility measurement and distribution of inorganic geochemical proxies through the section revealed the dynamics of the intensity of paleosedimentation, paleoerosion, and paleohydrology processes in the lake basin. Based on comparison of the obtained palynological results with published data, the change in the pollen complexes of the Mologa-Sheksna lowland during the Holocene was traced, and corresponding palynostratigraphical units were correlated. The Preboreal period is marked by the dominance of *Picea* pollen, while the Boreal period is characterized by *Betula* sect. *Albae* or *Pinus*. The role of *Alnus* pollen and broad–leaved tree species increases significantly in the Atlantic period, and decreases in the Subboreal and Subatlantic periods. Inorganic geochemical proxies (K, Fe, Ca/Si and magnetic susceptibility) were utilized to reveal steady paleoerosion decrease alongside with lacustrine bioproductivity increase in the core bottom, and enhanced level of bioproductivity in the upper part of the section.

Keywords: *Holocene, Mologa-Sheksna lowland, pollen analysis, X-ray fluorescence, magnetic susceptibility, lake and peat sediments*

REFERENCES:

The State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). The Central European series. Sheet O-37 – Yaroslavl. Explanatory note // Zastrozhnova O. I., Krotova-Putintseva A. E., Lukyanova N. V., Kirikov V. P. et al., Saint Petersburg: Cartographic Factory VSEGEI, 2016. 408 p. (in Russian).

Grichuk V. P., Zaklinskaya E. D. Analysis of fossil pollen and spores and its application in paleogeography. 1948. M. 224 p. (in Russian).

Savelieva L.A. Features of spruce and alder migration during the Holocene in the North-West of the European part of Russia (according to palynological analysis of peat and lake sediments). Dissertation for the degree of Candidate of Geographical Sciences, 2007. 145 p. (in Russian).

Sadokov D.O., Sapelko T.V., Bobrov N.Yu., Melles M., Fedorov G.B. Late Glacial and Early Holocene lacustrine sedimentation history of the northern Mologa-Sheksna Lowland derived from Lake Beloye sediments (NW Russia // Vestnik of St. Petersburg State University. Earth Sciences. 2022. Vol. 67. Is. 2. P. 266-298. doi: 10.21638/spbu07.2022.204

Kamygina A.V., Yershova E.G. Palynology of Lake Motykino in the Holocene (Vologda region, Northwestern part of European Russia) // Limnology and Freshwater Biology. 2024. № 4. P. 340-345. doi: 10.31951/2658-3518-2024-A-4-340

Suvorova A.N., Sadokov D.O., Petrov A.Yu., Savelyeva L.A. Variability of vegetation cover of the Mologo-Sheksninskaya lowland in the Holocene according to the study of Lake Zmeinoe: the first results // LXXVI Herzen readings. Geography: development of science and education. Proceedings of the International Scientific and Practical Conference, vol. 1. 2023. P. 369-374. (in Russian).

Davies S.J., Lamb H.F., Roberts S.J. Micro-XRF core scanning in paleolimnology: recent developments. In: Croudace I.W., Rothwell R.G. (Eds.), Micro-XRF Studies of Sedment Cores. Springer, 2015. P. 189-226. doi: 10.1007/978-94-017-9849-5_7

Grimm E. C. TGView version 2.0.2. Illinois State Museum, Research and Collections Center, Springfield. 2004

Sadokov D.O., Sapelko T.V., Fedorov G.B. Late-Glacial and Early Holocene history of Lake Khotavets (Mologa Sheksna Lowland, NW Russia): a geodiversity conservation case study // Limnology and Freshwater Biology. 2022. № 4. P. 1562-1564. doi: 10.31951/2658-3518-2022-A-4-1562

Stockmarr J.A. Tablets with spores used in absolute pollen analysis // Pollen Spores. 1971. Vol. 13. Is. 4. P. 615–621.

СЕКЦИЯ ДРУГИЕ РЕГИОНЫ

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-497-505

РЕЛЬЕФ И СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УЗОН-ГЕЙЗЕРНОЙ ВУЛКАНОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

✉ *Котенков А.В.*[1,2]*, Лебедева Е.В.*[1]

[1]Институт географии РАН, Москва, Россия
[2]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия
✉ *avkotenkov@yandex.ru*

В ходе полевых работ 2020−2024 гг. проведена детальная геоморфологическая съёмка в Узон-Гейзерной депрессии, по результатам которой установлены формы рельефа и их комплексы. В восточной части морфоструктуры преобладают голоценовые и современные формы рельефа в условиях чрезвычайно активных флювиальных, селевых и склоновых процессов в основном на гидротермальных полях, в то время как на западе депрессии доминируют реликтовые позднеплейстоценовые формы рельефа, в меньшей степени переработанные современными флювиальными, озёрными и склоновыми процессами. Локальные сейсмические события 2023, 2024 гг. и крупное землетрясение регионального масштаба 30 июля 2025 гг. привели к слабым морфологическим изменениям в основном на нижнем участке долины р. Гейзерной. Однако, сейсмотектонический фактор имеет долгосрочный эффект и действует вместе с неоднородностями литологического строения и гидротермальными процессами. При сохранении повышенной активности в зоне субдукции они могут привести в ближайшее время к значительным гравитационным смещениям материала на восточном склоне кальдерного комплекса.

Ключевые слова: *геоморфологическая съёмка, рельеф кальдерного комплекса, современные формы рельефа, реликтовые формы рельефа, современная морфодинамика, сейсмические события, склоновые смещения материала*

Введение. Узон-Гейзерная вулканотектоническая депрессия − комплекс, состоящий из серии вложенных друг в друга разновозрастных кальдер. В нём расположена всемирно известная Долина Гейзеров, а также кальдера Узон, привлекающие сотни туристов ежегодно. В последнее время в долине р. Гейзерной активизировалась склоновая активность и последующие селевые процессы, которые значительно трансформировали как русло долины и его борта, так и уничтожили очень крупные красивые гейзеры [*Сугробов и др., 2009; Леонов, 2014; Лебедева и др., 2020*]. Подобные процессы могут повредить и уничтожить постройки на кордоне «Долина Гейзеров». Для уточнения участков более тщательного мониторинга за склоновыми процессами и разработки мер защиты сотрудников кордонов и туристов от опасных экзогенных процессов необходимо исследовать формы, созданные различными явлениями в восточной и в западной частях депрессии, выявить их различия, а также темпы морфодинамики.

Методы исследований. Проведена первая в Курило-Камчатском регионе полевая геоморфологическая съёмка и составлена среднемасштабная хрономорфогенетическая карта на кальдерный комплекс. В ходе съёмки за 2021−2024 гг. описано более 100 точек наблюдений, построено более 20 продольных и 40 поперечных геолого-геоморфологических профилей долин рек и ручьёв, опробовано более 140 разрезов рыхлых отложений. Построенные в поле профили сравнивались с таковыми, созданными в программе ArcMap 10.8. На визуально составленных профилях лучше выделяются локальные перегибы рельефа−террасовидные поверхности, которые свидетельствуют об этапах врезания, аккумуляции и геоморфологических процессах в долине. Генезис форм и их комплексов устанавливался по внешнему облику и морфометрическим параметрам: картам теневой отмывки, крутизны и экспозиции. Привлекалась фотосъёмка рельефа

кальдеры Узон с БПЛА Mavic Mini 2 Pro и космические снимки ESRI World View сверхвысокого разрешения [*https://doc.arcgis.com/en/data-appliance/latest/maps/world-imagery.htm*]. Например, ледниковая грядово-холмисто-западинная моренная равнина имеет «шероховатую» поверхность, а также выраженную ориентировку отдельных гряд в направлении с ЮЗ на СВ (направление движения ледникового потока от влк. Тауншиц). Кары обладают чашеобразной формой и расположены в прибровочных частях склонов плато Широкого. Для обвально-осыпных и оползневых склоновых форм характерен мелкохолмисто-западинный рельеф: сползшие блоки вулканогенно-озёрных слаболитифицированных отложений выделялись по белому цвету. При идентификации форм рельефа в качестве основы использованы детальные геологические карты и литературные материалы по Узон-Гейзерной депрессии [*Вулканизм…, 1974; Действующие вулканы…, 1991; Леонов, Гриб, 2004; Сугробов и др., 2009; Фролова и др., 2015*]. Для ряда форм рельефа определён генезис подстилающих рыхлых отложений, особенно в восточной части депрессии [*Lebedeva et al., 2025*]. Например, было доказано преимущественно селевое происхождение низких (до 15 м над урезом реки) террасовидных поверхностей в долине р. Гейзерной [*Лебедева и др., 2024*].

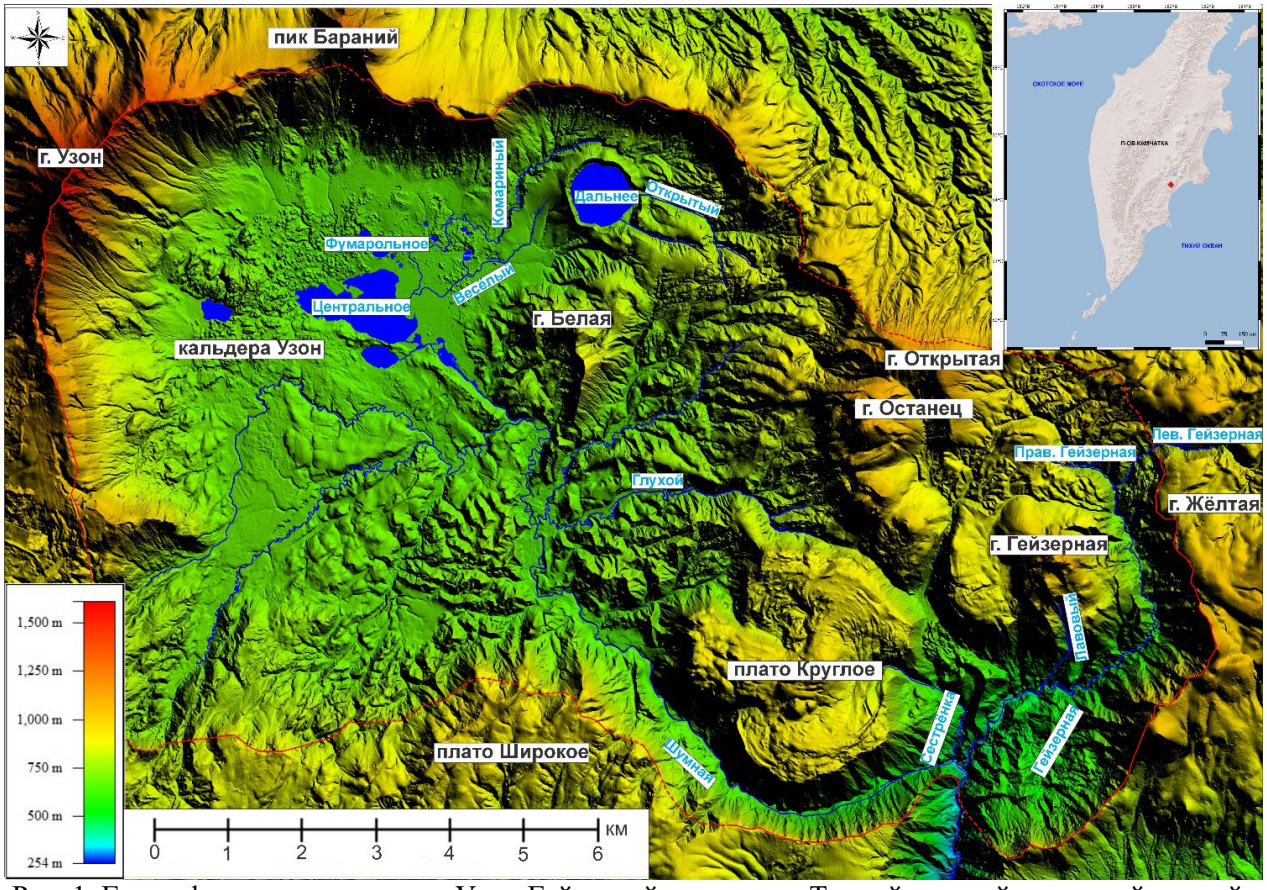


Рис. 1. Географическое положение Узон-Гейзерной депрессии. Тонкой красной сплошной линией показана чёткая граница (бровка) кальдерного комплекса, пунктирной линией−нечёткая (предполагаемая). На карте-врезке показано мелкомасштабное положение территории. В качестве основы использована ЦМР ArticDEM v.4.1. с пространственным разрешением 2 м [https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/].

По результатам геоморфологической съёмки установлены современные процессы в депрессии. По визуальным наблюдениям отмечены слабые изменения рельефа, в основном в восточной части кальдеры с 2022 по 2025 гг. Здесь активная флювиальная и склоновая морфодинамика подтверждены количественными оценками скоростей денудации [*Lebedeva et al., 2025*] и результатами моделирования предрасположенности территории к оползням (Landslide Susceptibility Modeling) [*Харченко и др., 2025*].

Прослежены морфологические изменения, связанные с локальными сейсмическими событиями зимой 2023 г. и крупным землетрясением 30 июля 2025 г. [*Benz et al., 2025*]. В работах [*Romero et al., 2021; Певзнер, 2021*] отмечается прямая связь между частыми сейсмическими событиями и крупными гравитационными смещениями материала на склонах. К сожалению, в 2025 г. из-за сложностей с логистикой в Кроноцком заповеднике мы не смогли попасть на территорию исследований. Однако, благодаря работе там в этом году наших коллег− с. н. с. института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН М. Г. и А. Б. Белоусовых удалось проанализировать ряд фотоснимков на нижний и средний участок долины р. Гейзерной.

Результаты и обсуждение. В депрессии выделены три группы комплексов форм рельефа: первичный вулканотектонический рельеф депрессии, вторичный− комплексы форм, осложняющие первичный рельеф и комплексы форм, созданные в процессе моделировки осложняющих форм (рис. 2). Первичный рельеф кальдеры Узон сохранился в её центральной и западной части в виде чашеобразной формы с практически плоским днищем. Наибольшую площадь среди вторичного рельефа занимают экструзивные купола и массивы. Из экзогенных комплексов форм доминирует флювиальный рельеф: две крупные речные долины р. Шумной и р. Гейзерной с выраженным пойменно-террасовым комплексом, и многочисленные долины их притоков с невыраженной поймой и террасами. В центральной и в северо-восточной частях кальдерного комплекса представлены флювиально-озёрные формы− в различной мере расчленённые фрагменты днищ спущенных позднеплейстоценовых кальдерных озёр [*Действующие вулканы…, 1991*]. Значительную площадь занимают голоценовые обвально-оползневые, обвальные и оползневые формы на склонах речных долин, формирующиеся в результате как газогидротермальных процессов, так и экстремальных осадков в отдельные годы [*Lebedeva et al., 2025*]. Термальные воды содержат множество агрессивных химических элементов, которые приводят к существенным изменениям ряда физико-химических свойств горных пород при взаимодействии с ними. Например, плотность изменённых пород уменьшается, а пористость увеличивается более чем в 2 раза. Это приводит к потери устойчивости пород на склоне [*Фролова и др., 2015*]. Реликтовые ледниковые и склоновые комплексы форм рельефа сохранились преимущественно в западной части кальдерного комплекса. Это аккумулятивный грядово-холмисто-западинный моренный рельеф в южной части кальдеры Узон и цепочка каров на склонах лавового плато Широкого и западных склонах вулкана Узон. Вероятно, они формировались во II фазу позднеплейстоценового оледенения [*Вулканизм…, 1974; Леонов, Гриб, 2004*]. В западной части днища кальдеры Узон и на склоне выделяется крупное тело обломочной лавины площадью 4 км^2. В отличие от обвально-оползневых тел здесь чётко выражены: стенка срыва, жёлоб и аккумулятивное тело. Подобные формы детально описаны, например, у вулкана Молодой Шивелуч [*Belousov et al., 1999*]. Узонская обломочная лавина вероятно сошла в результате обрушения околожерловой фации вулкана Узон [*Вулканизм…, 1974*] из-за сильной гидротермальной проработки базальтов, что привело к их обрушению в месте пересечения запад-юго-западного линейного разлома и кольцевого разлома края кальдеры. На западном склоне кальдеры Узон представлено множество обвально-оползневых тел сильно задернованных. Сейчас здесь не отмечается активных склоновых процессов. Среди форм, созданных моделировкой вторичного рельефа, выделяются газогидротермальный, криогенный− в кальдере вулкана Узон выше 640 м над у. м. и на вершинах экструзивных куполов выше 800 м над у. м., нивальный− преимущественно на склонах речных долин, экструзивных массивов и склонах депрессии выше 600 м над у. м., а также суффозионный− в основном в восточной части депрессии. Суффозия происходит в мощном (местами > 2 м) слое почвенно-пирокластического чехла (ППЧ). Реликтовыми являются эоловые формы в пределах гидротермальных полей и в поле развития моренного рельефа−результат перевевания материала в более холодные эпохи конца последнего ледникового максимума [*Вулканизм…, 1974*] и голоцена.

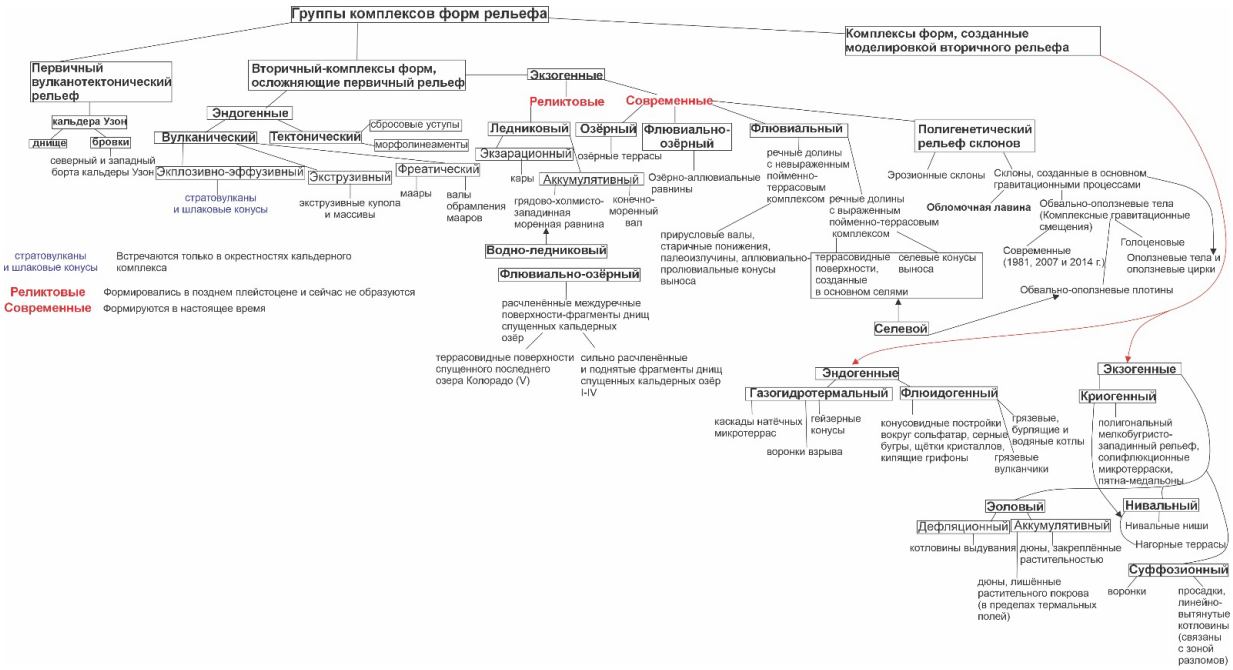
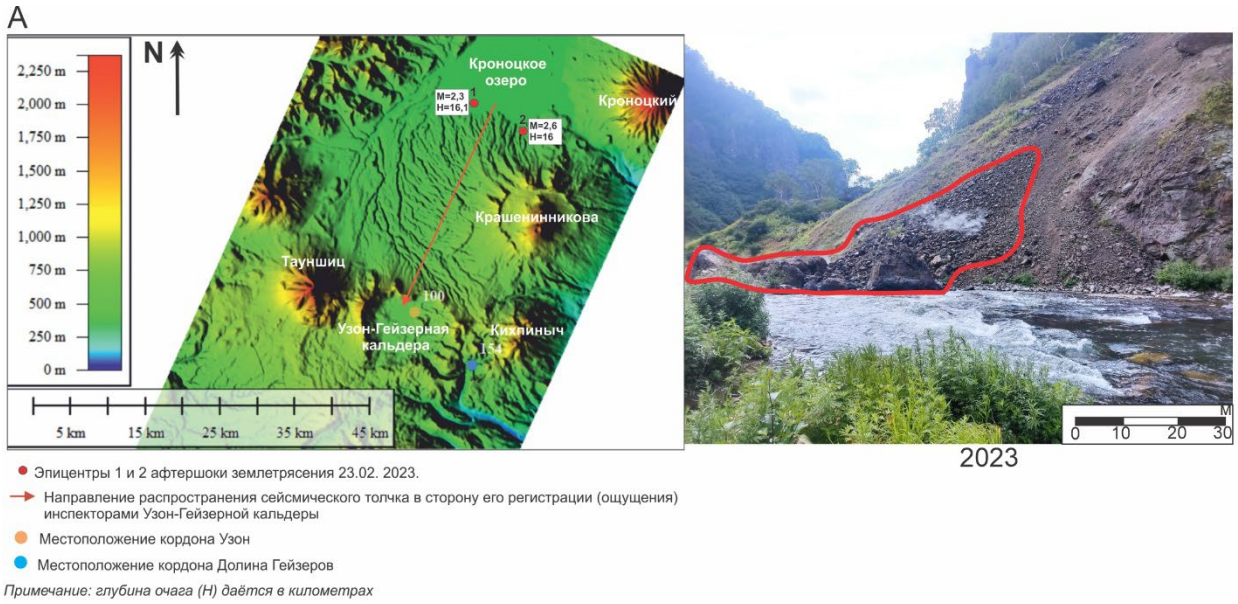


Рис. 2. Классификация форм и комплексов форм рельефа в Узон-Гейзерной депрессии.

В восточной части кальдерного комплекса преобладают склоновые, селевые, флювиальные, в меньшей степени нивальные, суффозионные и газогидротермальные процессы, в западной части−флювиальные, озёрные, склоновые и газогидротермальные процессы. На западе депрессии в конце XX в. отмечалась фреатическая активность, в ходе которой сформировались новые воронки взрыва на Западном термальном поле [*Пономарёва и др., 2008*]. Наиболее активная современная морфодинамика наблюдается в восточной части кальдеры− в долине р. Гейзерной, особенно в пределах термальных полей [*Балдина и др., 2023; Lebedeva et al., 2025*]. Здесь скорости экзогенных процессов достигают десятки мм− см/год [*Lebedeva et al., 2025*]. В центральной и в западной частях депрессии отмечается пассивная флювиальная и флювиально-озёрная морфодинамика. В долине р. Шумной и в пределах озёрно-аллювиальной равнины Узона хорошо выражены конусы выноса водотоков, прирусловые валы и палеоизлучины. Подобные формы в условиях активной морфодинамики в долине р. Гейзерной отсутствуют. На термальных полях Узона скорости флювиальных процессов будут выше за счёт более интенсивного врезания реки в податливые гидротермально изменённые рыхлые озёрно-болотные отложения. Современные склоновые процессы на западном склоне кальдеры практически не наблюдаются, в то время как на востоке они очень интенсивны: за последние 40 лет крупными обвально-оползневыми событиями перемещено до 24 млн. м^3 материала [*Лебедева и др., 2020*]. Отмечаются многочисленные следы свежих стенок срыва обвалов и оползней [*Харченко и др., 2025*].

Для района работ характерна высокая частота локальных сейсмических событий небольших энергий (M=2−3) [*Кугаенко и др., 2010*]. Регулярная их повторяемость на фоне ежегодного увеличения активности в зоне субдукции Курило-Камчатской островной дуги приводит к росту неустойчивости материала на склонах. Первые морфологически заметные изменения на нижнем и верхнем участках долины р. Гейзерной мы обнаружили в 2023 году после двух маломагнитудных сейсмических событий зимой 2023 г. (рис. 3 А). Например, в основании Пика Слияния (место слияния р. Гейзерной и р. Шумной) обвалилась часть риодацитовой дайки, размер образовавшегося обвально-оползневого тела составил 105 м^2 (рис.3 А). В 2025 г. в результате крупного форшока 30 июля 2025 г. M=8,8 [*Benz et al., 2025*] и последующих афтершоков M ~5−6, происходивших в течении августа и сентября, были отмечены лишь незначительные подвижки материала на склоне другой риодацитовой дайки снова в нижнем течении р. Гейзерной. По ряду фотоснимков в

пределах аккумулятивного тела оползня-обвала 2014 г. отмечается повышенное парение. Оно может быть связано, как с метеорологическими условиями, так и с усилением парогазовой активности в депрессии. Для этого необходимо проводить более детальные вулканологические исследования. А.Б. и М.Г. Белоусовы подобных изменений не зафиксировали. Все наблюдаемые изменения в юго-восточной части кальдеры сконцентрированы вдоль кольцевого разлома, что позволяет предполагать сейсмотектоническую природу наблюдаемых морфологических изменений. Но есть множество участков, где, несмотря на повышенную эндогенную динамику в восточной части депрессии, некоторые поверхности не изменились за период с 2020 по 2025 гг. Например, поверхность дайки «Триумфальные ворота в Гейзерную», расположенная на нижнем участке долины р. Гейзерной (рис. 3 Б).



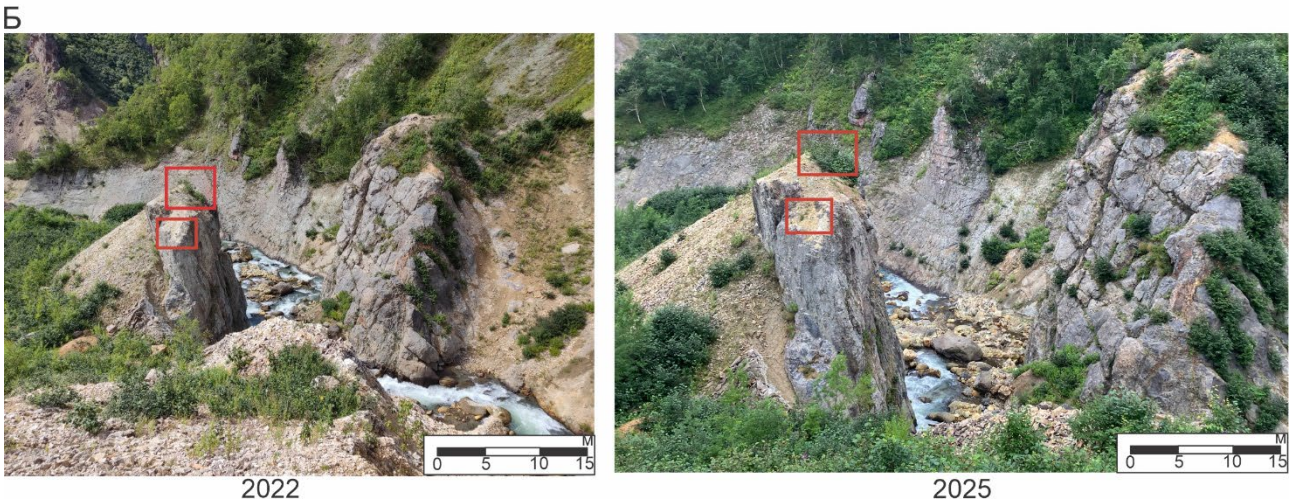


Рис. 3. А. Морфологические изменения в устье р. Гейзерной, связанные с землетрясением 22–23 февраля 2023 г. в южной части Кроноцкого озера. Б. Увеличение растительного покрова на некоторых участках (красные прямоугольники) поверхности дайки «Триумфальные ворота в Гейзерную» с 2022 по 2025 гг.

За указанный интервал наблюдений отдельные участки поверхности частично покрылись растительностью. То есть несмотря на регулярные сейсмические события активных подвижек материала на склонах так и не произошло, однако, данные феномены могут реализоваться в долгосрочной перспективе, тем самым следует ожидать в ближайшем будущем при сохранении повышенной активности в Курило-Камчатской зоне

субдукции более крупных новых склоновых смещений в пределах левого борта долины р. Гейзерной. Также после сейсмического события 2025 г. активизировалось множество вулканов, в том числе и близко расположенный северный конус вулкана Крашенинникова [*Гирина и др., 2025*]. При наличии активного промежуточного магматического очага под Молодым Кихпинычем [*Кугаенко и др., 2010*] следует ожидать и его дальнейшей активизации, что может привести к значительным перестройкам рельефа в бассейне р. Гейзерной. Особенно, если сформируется лавовый язык в западном направлении, как это случилось в раннем голоцене при последней крупной активности Кихпиныча [*Действующие вулканы…, 1991*].

Выводы. Таким образом, впервые проведена в кальдерном комплексе детальная геоморфологическая съёмка, в ходе которой идентифицированы и классифицированы формы и их комплексы. В западной и в восточной частях Узон-Гейзерной депрессии преобладают разные рельефообразующие процессы, как реликтовые, так и современные. В восточной части кальдеры представлено меньше реликтовых форм и отмечается очень интенсивная современная морфодинамика, в основном флювиальная и склоновая. Последующими крупными оползнями, селями, интенсивной глубинной эрозией уничтожаются ранее созданные комплексы форм: древние обвально-оползневые тела, селевые конусы выноса и др. Наиболее высоких скоростей она достигает в геотермальных зонах. В западной части депрессии преобладают реликтовые формы: грядово-холмисто-западинный моренный рельеф и тело обломочной лавины. Они продолжают преобразовываться слабыми флювиальными, склоновыми и озёрными процессами. Сейсмическая активность оказывает влияние на незначительные морфологические изменения в восточной части депрессии. После локальных землетрясений в 2023 г. произошли ощутимые подвижки материала на склонах Пика Слияния и на нижнем участке долины р. Гейзерной. В 2025 г. после мощного сейсмического события M=8,8 и сотни последующих афтершоков в августе значимых смещений в долине р. Гейзерной не выявлено. Наоборот, на многих участках поверхность осталась стабильной и закрепилась растительностью. Однако, землетрясения могут иметь долгосрочный эффект и действовать только совместно с гидротермальной активностью и литологическим фактором, что в дальнейшем может привести к довольно крупным склоновым явлениям в пределах левого борта кальдеры при условии сохранения повышенной активности в Курило-Камчатской зоне субдукции. Дальнейшие морфологические и инженерно-геологические исследования в аналогичных крупных кальдерных комплексах Камчатско-Курильской геоморфологической страны продолжаются авторами работ.

Благодарности. Исследование выполнено в рамках темы государственного задания Института географии РАН - FMWS-2025-0005. Полевые исследования проведены при поддержке гранта РНФ № 21-17-00216, мегагранта № 075-15-2024-554 «Глобальные климатические вызовы на территории России: ретроспективный анализ, прогноз и механизмы адаптации» и ФГБУ «Кроноцкий государственный заповедник» по программе научно-исследовательских работ по договору № 02/2020 «Особенности формирования флювиального рельефа вулканических регионов». Авторы выражают особую признательность всем, кто участвовал в проведении геоморфологической съёмки: А.Л. Захарову, С.С. Черноморцу, А.Л. Гуринову, Н.В. Аникиной и др. Выражаем благодарность Д.И. Школьному за предоставление фотоматериалов съёмки кальдеры Узон с БПЛА Mavic Mini 2 Pro. Мы очень признательны А.Б. и М.Г. Белоусовым за фотоматериалы из Долины Гейзеров 2025 г.

ЛИТЕРАТУРА

Балдина Е.А., Лебедева Е.В., Аникина Н.В. Активность геоморфологических процессов на склонах речных долин в условиях газогидротермальных проявлений (по разновременным снимкам и ЦМР) // ИнтерКарто. ИнтерГИС. 2023. Т. 29. Ч. 1. С.272–287. doi: 10.35595/2414-9179-2023-1-29-272-287

Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974. 264 с.

Гирина О.А., Мельников Д.В., Романова И.М. и др. Первое историческое извержения вулкана Крашенинникова (Камчатка) в 2025 г. по данным спутникового мониторинга в информационной системе VolSatView // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2025. Т. 22. №4. С. 397–404. doi: 10.21046/2070-7401-2025-22-4-397-404

Действующие вулканы Камчатки. В 2 томах. Т. 2 / Ред. С.А. Федотов., Ю. П. Масуренков. .: Наука, 1991. 415 с.

Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю. Глубинная структура района Узон-Гейзерной вулкано-тектонической депрессии по данным микросейсмического зондирования // Доклады Академии наук. 2010. Т.435. №1. С.96−100.

Лебедева Е.В., Захаров А.Л., Котенков А.В. Формирование террас в долине реки с активными газогидротермальными проявлениями (на примере р. Гейзерной, п-ов Камчатка) // Геоморфология и палеогеография. 2024. Т. 55. №3. С. 123–145. doi: S2949178924030071

Лебедева Е.В., Сугробов В.М., Чижова В.П., Завадская А.В. Долина р. Гейзерной (Камчатка): гидротермальная деятельность и особенности рельефообразования // Геоморфология. 2020. № 2. С. 60−73. doi: 10.31857/S0435428120020066

Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. ладивосток: Дальнаука, 2004. 189 с.

Леонов В.Л. Обвал и оползень, произошедшие 4 января 2014 г. в Долине Гейзеров, Камчатка, и их последствия // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2014. Вып. 23. №1. С. 7−20.

Пономарёва В.В., Чурикова Т.Г., Мелекесцев И.В., и др. Позднеплейстоцен-голоценовый вулканизм Камчатки // Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Том II. Новейший вулканизм северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. М.: ИГЕМ РАН. 2008. С. 19−40.

Певзнер М.М., Волынец А.О., Лебедев В.А. Седанкинский дол (Срединный хребет Камчатки): Изотопный K-Ar возраст вулканов, взаимоотношение вулканических и ледниковых форм рельефа // Вулканология и сейсмология. 2021. №5. С.25−34. doi: 10.31857/S0203030621040039

Сугробов В.М., Сугробова Н.Г., Дрознин В.А. и др. Жемчужина Камчатки – Долина Гейзеров. Научно-популярный очерк, путеводитель. Петропавловск-Камчатский: Камчатпресс. 2009. 108 с.

Фролова Ю.В., Гвоздева И.П., Чернов М.С., Кузнецов Н.П. Инженерно-геологические аспекты гидротермальных преобразований туфогенных пород Долины гейзеров (полуостров Камчатка) // Инженерная геология. 2015. № 6. С. 30–42.

Харченко С.В., Котенков А.В., Лебедева Е.В. Предрасположенность территории с газогидротермальными проявлениями к развитию оползней (на примере долины р. Гейзерной, Камчатка) // География и природные ресурсы. 2025. №3. С. 102−114. doi: 10.15372/GIPR20250310

Belousov A.B., Belousova M.G., Voight B. Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia // Bull. Volcanol. 1999. Vol.61. P. 324−342. doi: 10.1007/s004450050300

Benz H., Herman M. Furlong K., et al. The 29 July 2025, M 8.8 Kamchatka Earthquake // U.S. Geological Survey Story Map. 2025. URL: https://earthquake.usgs.gov/storymap/index-kamchatka2025.html

Lebedeva E.V., Baldina E.A., Chernomorets S.S., et al. Slope mass movements and debris flow formation in the Geysernaya River valley (Kamchatka, Russia) // Geomorphology. 2025. Vol. 491, 110029. doi: 10.1016/j.geomorph.2025.110029

Romero J.E., Polacci M., Watt S., et al. Volcanic lateral collapse processes in mafic arc edifices: a review of their driving processes, types and consequences // Frontiers in Earth Science. 2021. Vol. 9, 639825. doi: 10.3389/feart.2021.639825

ArcticDEM Explorer. Электронный ресурс. URL: https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/ (дата обращения: 27.02.2025).

ESRI World Imagery. ArcGIS Data Appliance. Электронный ресурс. URL: https://doc.arcgis.com/en/data-appliance/latest/maps/world-imagery.htm (дата обращения: 20.01.2025).

LANDFORMS AND CURRENT GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN THE UZON-GEYSERNAYA VOLCANOTECTONIC DEPRESSION (EASTERN KAMCHATKA)

Kotenkov A.V.[1,2], Lebedeva E.V.[1],

[1] Institute of Geography RUS, Moscow, Russia
[2] Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

During the fieldwork in 2020−2024, we conducted the detailed geomorphological survey of the Uzon-Geysernaya Depression, as a result we detected the landforms and their complexes. The eastern part of the morphostructure is dominated by Holocene and current landforms under conditions of extremely active fluvial, debris flow and slope processes, mainly in the geothermal zones, while the western part of the caldera is prevailed by relict Late Pleistocene landforms, which are transformed slowly by modern fluvial, lacustrine and slope processes. Local seismic events in 2023 and 2024, and a major regional earthquake on July 30, 2025 caused slight morphological changes mainly in the lower part of the Geysernaya River valley. However, the seismotectonic factor has a long-term effect and acts together with heterogeneities of the lithology and hydrothermal activity. While maintaining increased activity in the subduction zone, they may lead in the near future to intensive gravitational displacements on the eastern slope of the caldera complex.

Keyworlds: *geomorphological survey, caldera complex landforms, modern terrain, relict terrain, current morphodynamics, seismic events, slope material displacements*

REFERENCES:

Active volcanoes of Kamchatka. In 2 volumes. Vol. 2 / Edited by S.A. Fedotov, Yu. P. Masurenkov. M.: Nauka, 1991. 495 p. (in Russian).

Baldina E.A., Lebedeva E.V., Anikina N.V. The activity of geomorphological processes on the slopes of river valleys under conditions of gas hydrothermal manifestations (according to time-lapse images and DEM) // InterKarto. InterGIS. 2023. Vol. 29. Part 1. P.272−287. doi: 10.35595/2414-9179-2023-1-29-272-287 (in Russian).

Belousov A.B., Belousova M.G., Voight B. Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia // Bull. Volcanol. 1999. Vol.61. P. 324−342. doi: 10.1007/s004450050300

Benz H., Herman M. Furlong K., et al. The 29 July 2025, M 8.8 Kamchatka Earthquake // U.S. Geological Survey Story Map. 2025. URL: https://earthquake.usgs.gov/storymap/index-kamchatka2025.html

Frolova Yu.V., Gvozdeva I.P., Chernov M.S., Kuznetsov N.P. Engineering and geological aspects of hydrothermal transformations of tuff rocks of the Valley of geysers (Kamchatka Peninsula) // Engineering geology. 2015. № 6. P. 30−42. (in Russian).

Girina O.A., Melnikov D.V., Romanova I.M. and others. The first historical eruption of the Krasheninnikov volcano (Kamchatka) in 2025 according to satellite monitoring data in the VolSatView information system // Modern problems of remote sensing of the Earth from space. 2025. Vol. 22. No. 4. P. 397−404. doi: 10.21046/2070-7401-2025-22-4-397-404 (in Russian).

Kharchenko S.V., Kotenkov A.V., Lebedeva E.V. Predisposition of the territory with gas hydrothermal manifestations to the development of landslides (on the example of the valley of the Geysernaya River, Kamchatka) // Geography and natural Resources. 2025. № 3. P. 102−114. DOI: 10.15372/GIPR20250310 (in Russian).

Kugaenko Y.A., Saltykov V.A., Gorbatikov A.V., Stepanova M.Y. Deep structure of the region of the uzon-geyser volcanic-tectonic depression based on the data of microseismic sounding // Doklady Earth Sciences. 2010. Vol. 435. № 1. P. 1460-1465. doi: 10.1134/S1028334X10110115

Lebedeva E.V., Baldina E.A., Chernomorets S.S., et al. Slope mass movements and debris flow formation in the Geysernaya River valley (Kamchatka, Russia) // Geomorphology. 2025. Vol. 491, 110029. doi: 10.1016/j.geomorph.2025.110029

Lebedeva E.V., Sugrobov V.M., Chizhova V.P., Zavadskaya A.V. Valley of the Geysernaya River (Kamchatka): hydrothermal activity and features of relief formation // Geomorfologiya. 2020. No. 2. P. 60−73. doi: 10.31857/S0435428120020066 (in Russian).

Lebedeva E.V., Zakharov A.L., Kotenkov A.V. Formation of terraces in the river valley with active gas hydrothermal manifestations (on the example of the Geysernaya River, Kamchatka Peninsula) // Geomorfologiya i Paleogeografiya. 2024. Vol. 55. № 3. P. 123−145. doi: S2949178924030071 (in Russian).

Leonov V.L. Avalanche and landslide that occurred on January 4, 2014 in the Valley of Geysers, Kamchatka, and their consequences // Bulletin of KRAUNTS. Series: Earth Sciences. 2014. Vol. 23. № 1. P.. 7−20. (in Russian).

Leonov V.L., Grib E.N. Structural positions and volcanism of the Quaternary calderas of Kamchatka. Vladivostok: Dalnauka Publ., 2004. 189 p. (in Russian).

Pevzner M.M., Volynets A.O., Lebedev V.A. Sedankinsky Dol (Sredinny range, Kamchatka): K-Ar isotopic age of volcanoes, relationship of volcanic and glacial relief forms // Journal of Volcanology and Seismology. 2021. Vol. 15. № 5. P. 314-322. doi: 10.1134/S0742046321040035

Ponomareva V.V., Churikova T.G., Melekessev I.V., et al. Late Pleistocene-Holocene volcanism of Kamchatka/Environmental and climate change: natural and related man-made disasters. Volume II. The latest volcanism in northern Eurasia: patterns of development, volcanic danger, connection with deep processes and changes in the natural environment and climate. Moscow: IGEM RAS. 2008. P. 19−40. (in Russian).

Sugrobov V.M., Sugrobova N.G., Droznin V.A. et al. Zhemchuzhina Kamchatki – Dolina Geizerov. Nauchnopopulyarnyi ocherk, putevoditel' (The Pearl of Kamchatka is the Valley of Geysers. Popular science essay, guide). Petropavlovsk-Kamchatsky: Kamchatpress (Publ.). 2009. 108 p. (in Russian).

Romero J.E., Polacci M., Watt S., et al. Volcanic lateral collapse processes in mafic arc edifices: a review of their driving processes, types and consequences // Frontiers in Earth Science. 2021. Vol. 9, 639825. doi: 10.3389/feart.2021.639825

Volcanism, hydrothermal process and ore formation. Moscow: Nedra, 1974. 264 p. (in Russian).

ArcticDEM Explorer. URL: https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/

ESRI World Imagery. ArcGIS Data Appliance. URL: https://doc.arcgis.com/en/data-appliance/latest/maps/world-imagery.htm

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-506-512

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ДАННЫМ ЭКСПЕДИЦИЙ 2024, 2025 ГОДОВ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ

✉*Кузнецов Е.А.[1], Хоснуллина Т.И.[1,2], Бочкарев А.В.[2], Яржембовский Я.Д.[2], Богин В.А.[2]*

[1]СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
[2]ФГБУ «ВНИИОкеанология», Санкт-Петербург, Россия
✉*egor.kuz05@bk.ru*

Проведение морских геологосъёмочных работ в районах Командорских островов и шельфа Берингова моря силами ФГБУ «ВНИИОкеангеология» позволило получить новые данные о геологическом строении морского дна российского континентального шельфа. В работе основное внимание уделено палеомагнитным и петромагнитным исследованиям колонок донных отложений Берингова моря, направленным на уточнение условий осадконакопления и возраста осадков в верхней части осадочного чехла. Полученные данные ступенчатого размагничивания переменным полем и кривые магнитной восприимчивости используются для предварительной оценки длительности формирования разреза и интерпретации смены условий седиментации. Результаты палеомагнитных исследований служат основой для уточнения истории четвертичного осадконакопления в акватории Берингова моря, что важно при геологическом картографировании региона. Экспедиция выполнена в рамках государственного задания ФГБУ «ВНИИОкеангеология» по созданию Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 российского континентального шельфа.

Ключевые слова: *донные осадки, палеомагнитные исследования, возраст осадков, магнитная восприимчивость, Берингово море*

Введение. Акватории российского арктического и дальневосточного шельфа обладают значительным ресурсным потенциалом, что обусловливает необходимость их комплексного геологического изучения. Создание Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 является важнейшей задачей, обеспечивающей формирование единой информационной основы для недропользования. В 2024 и 2025 годах силами ФГБУ «ВНИИОкеангеология» были проведены экспедиционные работы в рамках «Программы Государственного геологического картографирования территории и континентального шельфа Российской Федерации» на двух ключевых участках: в районе Командорских островов (лист N-58) и на шельфе Берингова моря (лист P-1).

Район работ у Командорских островов включает глубоководное поднятие Обручева (глубины 3100-3300 м), шельф Командорских островов (76-870 м) и Камчатский шельф (1100-1500 м). Район работ в Беринговом море расположен к востоку от Корякского нагорья и охватывает континентальный шельф с глубинами 70-230 м и континентальный склон до 1200 м. Основными методами исследований стали непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСАП) и донный пробоотбор, дополненные комплексом лабораторных анализов. В работе представлены предварительные результаты палеомагнитных исследований донных осадков по колонкам, отобранным в Беринговом море.

Ранее палеомагнитные исследования в акватории Берингова моря выполнялись преимущественно по глубоководным колонкам IODP Expedition 323, что позволило получить достоверные записи вариаций геомагнитного поля и уточнённую стратиграфию для центральной части бассейна [*Takahashi et al., 2011*]. При этом для российского сектора континентального шельфа Берингова моря палеомагнитные данные практически отсутствуют. Представляемые результаты по колонкам экспедиции 2024 года (ПМК-2420Т, ПМК-2401Т, ПМК-2410Т) и 2025 года (ПМБ-2527Т) относятся к новому комплексу палеомагнитных и петромагнитных исследований, выполненных в российской части шельфа (рис. 1).

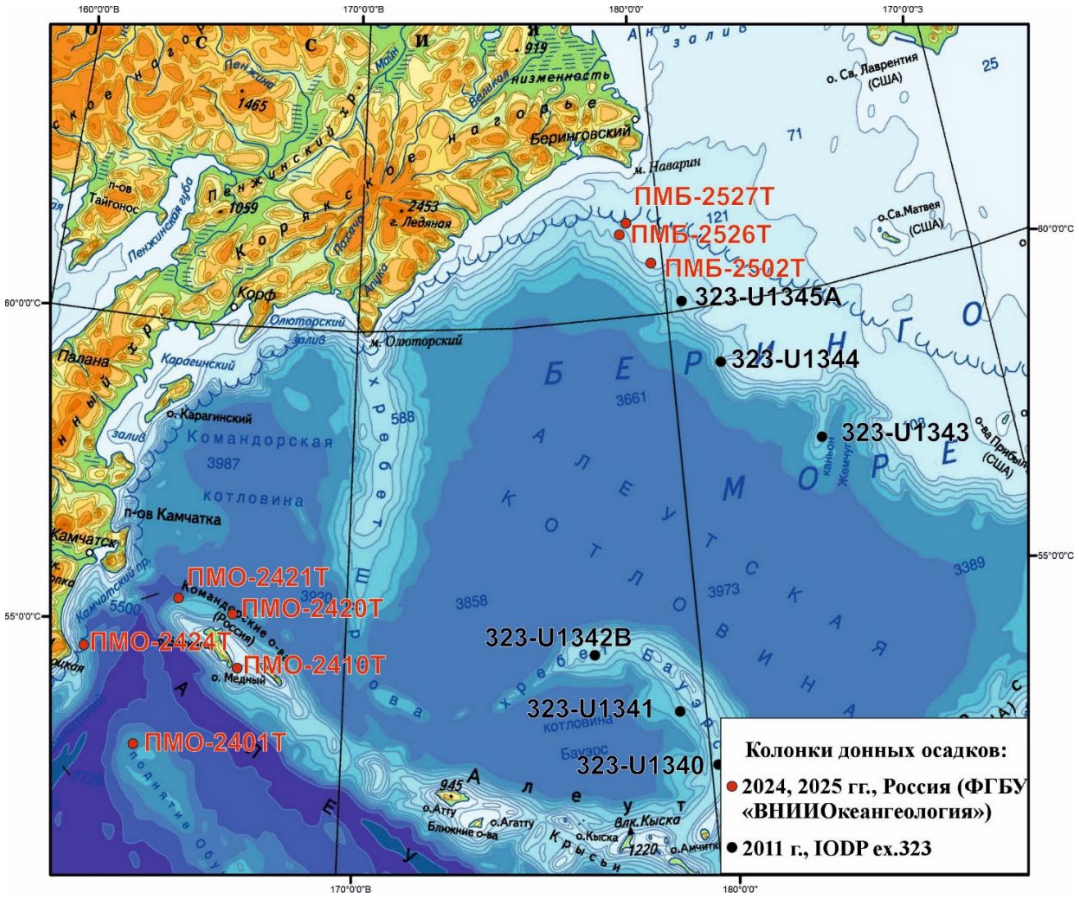


Рис. 1. Схема расположения колонок донного опробования экспедиций разных лет. Источник основы карты geographyofrussia.com.

Материалы и методика. Донный пробоотбор выполнялся на 56 станциях (26 в 2024 г. и 30 в 2025 г.) с применением бокс-корера и прямоточной гравитационной трубки длиной 4.5 м. Бокс-корер использовался для отбора ненарушенных поверхностных проб осадков, а грунтовая трубка – для получения колонок донных осадков длиной до 235 см (Табл. 1).

Табл. 1. Станции отбора колонок донных осадков.

Название станции	Координаты		Глубина моря, м	Длина колонок, м
	с.ш.	в.д.		
ПМК-2401Т	53°06.4940`	164°05.0449`	3100	1.02
ПМК-2410Т	54°27.4872`	166°45.9005`	835	1.69
ПМК-2420Т	55°19.5886`	166°32.1280`	590	2.13
ПМК-2421Т	55°31.3868`	164°58.0090`	250	0.45
ПМК-2424Т	54°36.8135`	162°26.9678`	1450	0.38
ПМБ-2502Т	60°49.680`	179°42.479`	230	0*
ПМБ-2526Т	61°20.347`	178°46.409`	203	0.59
ПМБ-2527Т	61°30.757`	179°03.122`	157	2.35

* *трубка поднята пустой*

Для колонок ПМК-2401Т, ПМК-2410Т, ПМК-2420Т и ПМБ-2527Т выполнены измерения магнитной восприимчивости с использованием портативного измерителя магнитной восприимчивости (ПИМВ) производства «Geodevice». Дополнительно из колонки ПМБ-2527Т были отобраны пробы для детальных палеомагнитных исследований: 3 длинномерных образца длиной 91, 84 и 41 см, полученные методом вдавливания L-образных уголков, и 18 дискретных образцов. Для дискретных образцов применялся

метод сплошного отбора по методике, описанной В.В.Кочегурой, с использованием стеклянных цилиндров внутренним объёмом 8 см^3 [*Кочегура, 1992*]. Цилиндры вдавливались в ненарушенный осадок, после извлечения хранились в холодильнике на протяжении всех исследований для предотвращения высыхания осадка. Образцы маркировались с указанием направления и глубины отбора, упаковывались в пленку и хранились при +4 – +5 °С.

В лабораторных условиях для длинномерных проб проведено ступенчатое размагничивание, а для дискретных также была измерена анизотропия магнитной восприимчивости (AMB), которая характеризует магнитную текстуру отложений и позволяет делать выводы о гидродинамике среды осадконакопления и других факторах седиментогенеза и эпигенеза [*Tarling, 1993*]. Определение модуля естественной остаточной намагниченности (NRM) и размагничивание выполнялись в ресурсном центре «Геомодель» Научного парка Санкт-Петербургского государственного университета с использованием СКВИД-магнитометра SRM-755 (2G Enterprises, США). Последующее ступенчатое размагничивание переменным магнитным полем проводилось с шагом 5 мТл в диапазоне от 5 до 60 мТл, а с шагом 10 мТл в диапазоне от 60 мТл до максимального поля 100 мТл (рис. 2). Методом компонентного анализа (PCA) была рассчитана характеристическая компонента (ChRM) остаточной намагниченности, характеризующаяся минимальным значением максимального углового отклонения (MAD). Минимальные значения дают более точное определение направления вектора остаточной намагниченности [*Kirschvink, 1980*]. Направления ChRM рассчитывались при помощи программы PuffinPlot [*Lurcock, 2012*], шаги размагничивания выбирались преимущественно от 10 до 70 мТл. Помимо этого, для всех образцов было рассчитано значение медианного разрушающего поля (MDF), показывающего величину размагничивающего поля, необходимого для уменьшения намагниченности вдвое.

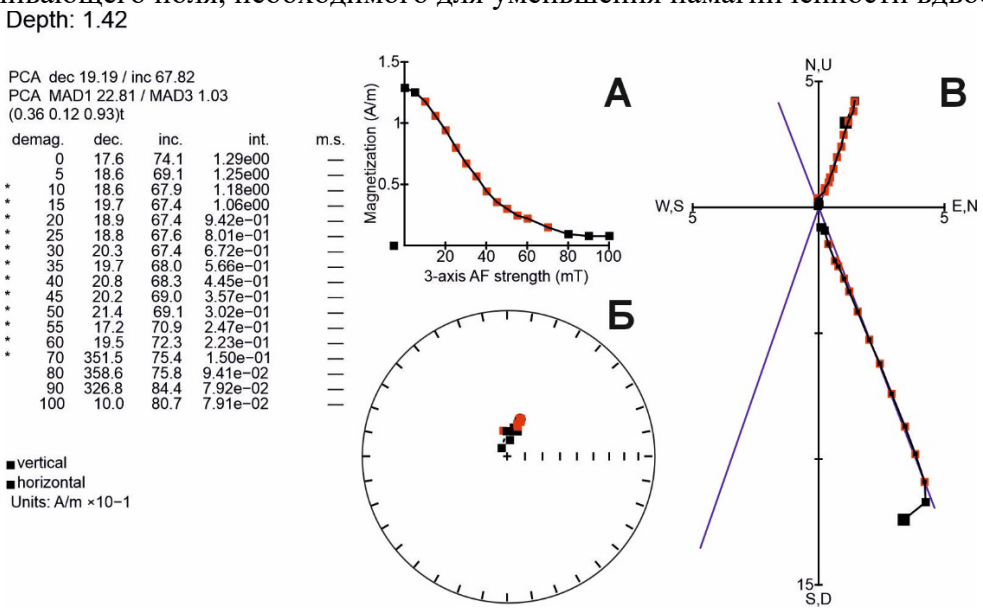


Рис. 2. График размагничивания для образца колонки ПМБ-2527Т (А – график разрушения величины NRM, Б – стереографическая проекция, В – диаграмма Зийдервельда), красным выделены интервалы для расчёта ChRM методом PCA.

Результаты. Полученные результаты измерений магнитной восприимчивости представлены на рисунке ниже (рис. 3). Поскольку колонки отобраны в разных частях акватории Берингово моря при различающейся глубине моря и условиях осадконакопления, провести между ними корреляцию затруднительно. Однако для всех колонок характерны достаточно высокие значения магнитной восприимчивости, достигающие 700-800×10^{-5} СИ. Для колонок рейса 2024 года (ПМК-2420Т, ПМК-2401Т, ПМК-2410Т) по кривым магнитной восприимчивости выделяются интервалы повышенных значений, а не единичные пики, что может указывать на продолжительные

изменения условий осадконакопления. Для колонки 2025 года (ПМБ-2527Т) наблюдается другая картинка: кривая магнитной восприимчивости демонстрирует общий тренд снижения с глубиной. Важно отметить, что интервалы повышенной магнитной восприимчивости приурочены к слоям с преобладанием алевритовой составляющей, в то время как интервалы пониженных значений соответствуют более глинистым осадкам. Такие высокие значения магнитной восприимчивости могут быть связаны с поступлением терригенного материала с континента или с привносом вулканогенного материала из близлежащих областей кайнозойского вулканизма. Для корректной интерпретации необходимо провести дополнительные исследования минералогического состава осадков.

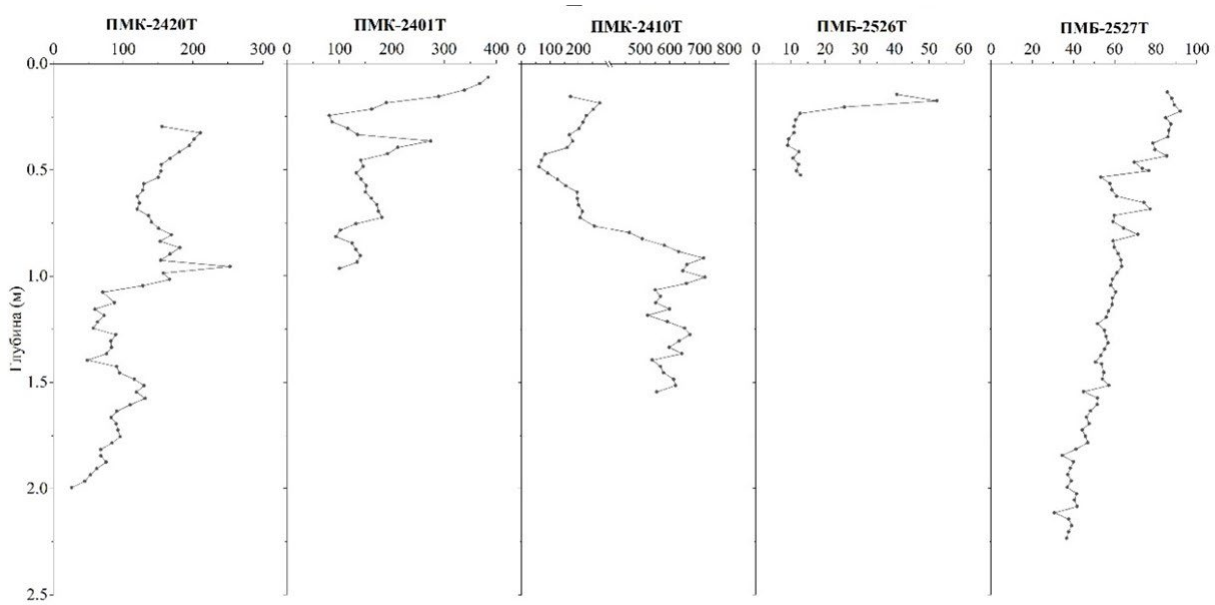


Рис. 3. Результаты измерений магнитной восприимчивости (СИ, 10^{-5})колонок ПМК-2420Т, ПМК-2401Т, ПМК-2410Т, ПМБ-2526Т, ПМБ-2527Т.

На стереографической проекции представлены направления главных осей АМВ по 18 образцам колонки ПМБ-2527Т (рис. 4). Расположение минимальных осей (К3) с центральной части проекции, указывает на слабое влияние направленного придонного течения при осадконакоплении. Для колонки соответствует преимущественно спокойные гидродинамические условия седиментации.

Для колонки ПМБ-2527Т было проведено размагничивание длинномерных образцов, результаты которого приведены на рисунке ниже (рис. 5). Интервалы с обратной полярностью на колонке не наблюдаются, однако это не исключает возможности возрастной привязки осадков. По всему разрезу выделяется устойчивая характеристическая компонента остаточной намагниченности, достоверность которой подтверждается значениями MAD ниже 10°. Значения медианного разрушающего поля (MDF) варьируют от 20 до 40 мТл, что свидетельствует о наличии носителей остаточной намагниченности с высокой коэрцитивностью. Кривая наклонения ChRM в колонке ПМБ-2527Т характеризуется постепенным уменьшением значений вниз по разрезу без смены полярности. Понижение наклонения ChRM совпадает со снижением магнитной восприимчивости при стабильных значениях MAD и MDF. Эта корреляция может отражать изменения условий осадконакопления или носителя магнитного сигнала. Для уточнения причин выявленных изменений необходимо проведение дополнительных исследований магнитных параметров, чувствительных к концентрации и доменной структуре магнитных зёрен.

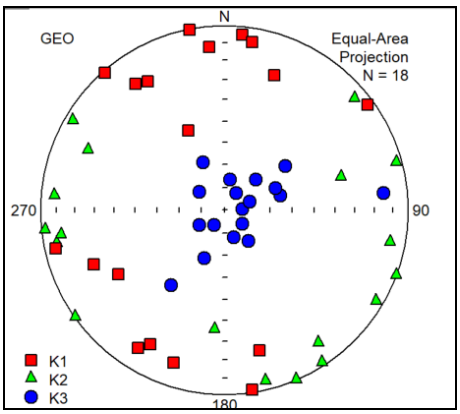


Рис. 4. Параметры анизотропии магнитной восприимчивости для колонки ПМБ-2527Т (главные оси: К1 – максимальные, К2 – средние, К3 - минимальные).

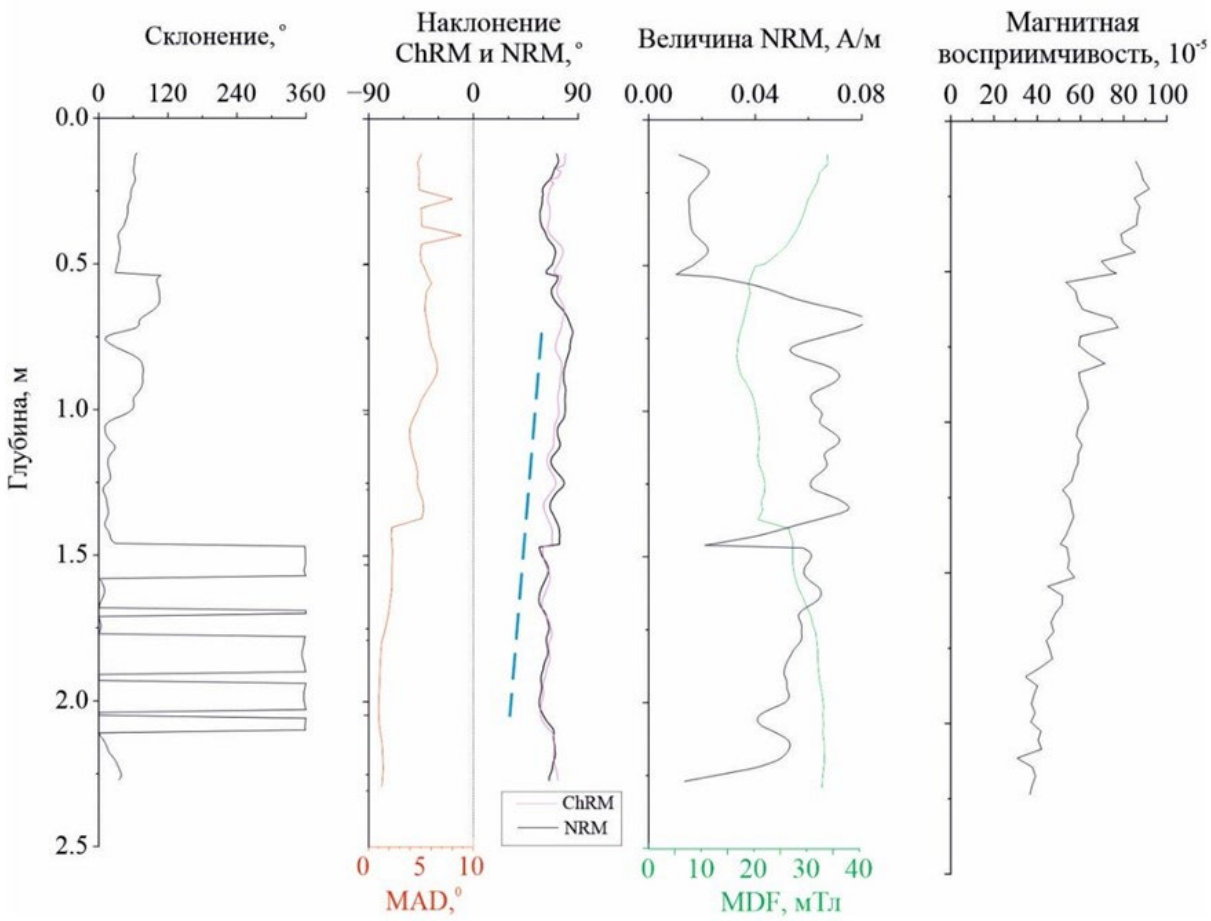


Рис. 5. Результаты палеомагнитных исследований колонки ПМБ-2527Т (синяя линия – кривая изменения наклонения).

В интервале глубин 0.7-2.0 м наблюдается однонаправленное изменение наклонения на величину порядка 10-15° (синяя линия на рис. 5). Аналогичные по амплитуде и характерному временному масштабу вариации наклонения наблюдаются в позднеплейстоценовых записях изменений направления геомагнитного поля, для которых характерен период 3-4 тыс. лет [*Peck et al., 1996; Ising, 2001; Tauxe et al., 2018*]. По аналогии с этими данными длительность формирования рассматриваемого интервала колонки ПМБ-2527Т мощностью 1.3 м может быть предварительно оценена как несколько тысяч лет (ориентировочно 3 тыс. лет), т.е. скорость осадконакопления можно оценить как 43.3 см/тыс. лет. На континентальном шельфе скорость осадконакопления могла быть существенно выше за счёт терригенного материала, поступающего с суши, что не противоречит оценке длительности формирования данного интервала. Важно отметить,

что данная оценка носит ориентировочный характер и требует проверки по независимым данным абсолютного датирования по раковинам моллюсков, которые были обнаружены на разных глубинах по разрезу.

Заключение. Полученные результаты палеомагнитных и петромагнитных измерений продемонстрировали, что колонки донных отложений Берингова моря содержат важную информацию об изменении геомагнитного поля и условиях осадконакопления. Характер распределения значений магнитной восприимчивости и её связь с литологией позволяют выделить интервалы с разными режимами осадконакопления и источниками сноса, в том числе участки с повышенным влиянием терригенного и вулканогенного материала. Результаты размагничивания колонки ПМБ-2527Т свидетельствуют о возможности надёжного использования направлений остаточной намагниченности для стратиграфических построений. Оценка длительности формирования интервала 0.75-2 м, полученная по сопоставлению с позднеплейстоценовыми записями геомагнитного поля, является предварительной, и в дальнейшем может быть проверена абсолютным датированием раковин. Зарубежные глубоководные разрезы IODP Expedition 323 (U1343–U1345) расположены в непосредственной близости от района выполненных российских работ, что открывает перспективы последующего сопоставления вариаций магнитной восприимчивости и направлений вектора ЕОН в шельфовых и глубоководных отложениях. Такое сопоставление позволит увязать новые данные по российскому сектору шельфа с существующей возрастной моделью Берингова моря и уточнить региональную картину четвертичного осадконакопления.

Автор выражает признательность экипажу НИС «Профессор Мультановский» за обеспечение выполнения работ и сотрудникам ФГБУ «ВНИИОкеангеология» за предоставленные материалы.

ЛИТЕРАТУРА

Кочегура В.В. Применение палеомагнитных методов при геологической съёмке шельфа. СПб, изд-во ВСЕГЕИ, 1992. 143 с.

Ising J. Pollen analysis, chronology and palaeomagnetism of three Late Weichselian sites in southern Sweden. Thesis. Lund University, Lund. 2001. 26 p.

Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // Geophysical Journal International. 1980. Vol. 62. Is. 3. P. 699–718. doi: 10.1111/j.1365 246X.1980.tb02601.x

Lurcock P.C., Wilson G.S. PuffinPlot: A versatile, user-friendly program for paleomagnetic analysis // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2012. Vol. 13, Q06Z45, doi:10.1029/2012GC004098.

Peck J.A., King J.W., Colman S.M., Kravchinsky V.A. An 84-kyr paleomagnetic record from the sediments of Lake Baikal, Siberia // Journal of Geophysical research. 1996. Vol. 101. Is. B5, P. 11365-11385. doi: 10.1029/96JB00328

Takahashi K., Ravelo A.C., Alvarez Zarikian C.A. Expedition 323 Scientists. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program // Integrated Ocean Drilling Program Management International, 2011. Vol. 323. doi:10.2204/iodp.proc.323.2011

Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, London, 1993. 217 pp.

Tauxe L, Banerjee S.K., Butler R.F., van der Voo R. Essentials of Paleomagnetism, 5th Web Edition, 2018.

PRELIMINARY RESULTS OF PALEOMAGNETIC STUDIES BASED ON DATA FROM THE 2024, 2025 EXPEDITIONS IN THE BERING SEA

Kuznetsov E.A.[1], Khosnullina T.I.[1,2], Bochkarev A.V.[2], Yarzhembovsky Y.D.[2], Bogin V.A.[2]

[1]St.Petersburg State University, St. Petersburg, Russia
[2]VNIIOkeangeologia, St. Petersburg, Russia

Marine geological survey work carried out by VNIIOkeangeologia in the areas of the Commander Islands and the Bering Sea shelf has provided new data on the geological structure of the Russian continental shelf. This study focuses on paleomagnetic and rock-magnetic investigations of sediment cores from the Bering Sea aimed at refining depositional conditions and sediment ages in the upper part of the sedimentary cover. Data from stepwise alternating-field demagnetization and magnetic susceptibility profiles are used for a preliminary assessment of the duration of deposition of intervals and for interpreting changes in depositional environments. The paleomagnetic results form a basis for improving the reconstruction of Quaternary sedimentation history in the Bering Sea, which is important for geological mapping of the region. The expedition was carried out under the state assignment of VNIIOkeangeologia for the compilation of the 1:1,000,000 scale State Geological Map of the Russian continental shelf.

Keywords: *bottom sediments, paleomagnetic studies, sediment age, magnetic susceptibility, Bering Sea*

REFERENCES:

Kochegura V.V. Application of Paleomagnetic Methods during the Geological Survey of the Shelf. VSEGEI, St. Petersburg, 1992. 143 p.

Ising J. Pollen analysis, chronology and palaeomagnetism of three Late Weichselian sites in southern Sweden. Thesis. Lund University, Lund. 2001. 26 p.

Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // Geophysical Journal International. 1980. Vol. 62. Is. 3. P. 699–718. doi: 10.1111/j.1365 246X.1980.tb02601.x

Lurcock P.C., Wilson G.S. PuffinPlot: A versatile, user-friendly program for paleomagnetic analysis // Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2012. Vol. 13, Q06Z45, doi:10.1029/2012GC004098.

Peck J.A., King J.W., Colman S.M., Kravchinsky V.A. An 84-kyr paleomagnetic record from the sediments of Lake Baikal, Siberia // Journal of Geophysical research. 1996. Vol. 101. Is. B5, P. 11365-11385. doi: 10.1029/96JB00328

Takahashi K., Ravelo A.C., Alvarez Zarikian C.A. Expedition 323 Scientists. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program // Integrated Ocean Drilling Program Management International, 2011. Vol. 323. doi:10.2204/iodp.proc.323.2011

Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, London, 1993. 217 pp.

Tauxe L, Banerjee S.K., Butler R.F., van der Voo R. Essentials of Paleomagnetism, 5th Web Edition, 2018.

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-513-515

ДИНАМИКА РУСЛОВЫХ СИСТЕМ ЮГА СИБИРИ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНЕ

✉*Украинцев В.Ю., Качалов А.Ю*

Институт географии РАН, Москва, Россия
✉ *celerymors@gmail.com*

Большие и малые палеорусла в долинах рек умеренной зоны северного полушария маркируют этапы увеличения и снижения речного стока соответственно во время их формирования. Возраст этих образований в пределах Сибири неизвестен. Для решения этого вопроса пробурены скважины в палоруслах рек бассейнов Енисея, Оби и бессточной области юга Западной Сибири. Предварительные данные говорят о принципиально-похожем строении соответственно больших и малых палеорусел рек. Радиоуглеродное датирование органики из отложений русловой фации палеорусел позволит установить возраст упомянутых этапов.

Ключевые слова: *большие палеорусла, малые палеорусла, эпоха обильного речного стока, аллювий, палеопочвы, радиоуглеродное датирование*

Палеорусла (древние русла), в большинстве случаев представленные староречьями, формируют выраженный рельеф современных речных пойм. До момента, когда участок русла реки был отшнурован, древнее русло формировал русловой поток, гидравлические характеристики которого были подконтрольны рельефу и ландшафтно-климатическим условиям соответствующего времени [*Чалов и др., 2004*]. Следовательно, палеорусло и его параметры (их ширина, шаг излучин) представляет собой реликт, отражающий в своём строении гидролого-климатические условия времени его формирования и заиления. Наиболее показательны в этом плане большие плениглациальные и малые среднеголоценовые палеорусла рек умеренной зоны северного полушария, поскольку хорошо отличаются от современных и свидетельствуют об увеличении и снижении речного стока соответственно во время их формирования [*Panin et al., 1999*]. Однако эти возрастные оценки приблизительны и основаны на радиоуглеродных (преимущественно) датах по русловому аллювию палеорусел Восточно-Европейской равнины [*Украинцев и др., 2024*]; в пределах Сибири ни те, ни другие палеорусла не датированы, хотя именно там были впервые обнаружены большие палеорусла на территории СССР [*Волков, 1960*]. Вместе с тем, там они тоже встречаются и свидетельствуют о похожих гидролого-климатических условиях.

Работа включала в себя бурение больших и малых палеорусел крупных рек бассейна Енисея и Оби, а также бессточной области в пределах Восточной и Западной Сибири на протяжении августа−сентября 2025 года. Методика бурения описана в работе [*Украинцев и др., 2024*]. По возможности выбирались серии палеорусел, где одно подрезает другое, что в дальнейшем позволит облегчить определение возраста палеорусел и расчленение на генетические типы отложений. Из прослоев и включений органических остатков в полученном керне сразу же после его зачистки отбирались образцы на радиоуглеродное датирование методом жидкостной сцинтилляции и ускорительной масс-спектрометрии.

Всего было сделано 48 скважин и зачищено 5 обнажений палеорусел в бортах современных рек. Пробурены палеорусла рек Белой, Оки (л.п. Ангары), Кан (л.п. Енисея), Чулым, Яя, Иртыш, Ишим, Тобол (притоки Оби), Кулунды и Бурлы (реки бессточной области). Предварительные данные позволяют говорить о сравнительно-простом строении палеорусел всех упомянутых рек, которое укладывается в парадигму «пойменный (суглинки, супесь)-старичный (торф, неритмичные переслаивания песков и суглинков/алевритов, супесь)-русловой (пески, гравий) аллювий» [*Шанцер, 1951*]. Кроме

того, в обнажениях бортов многих из упомянутых современных рек встречены погребённые почвы, маркирующие этап сравнительной слабости паводков (когда половодья не затапливали доголоценовый пояс меандрирования рек). Датирование отобранных образцов в будущем поможет установить возраст больших и малых палеорусел Сибири.

Финансирование. Исследование выполняется при поддержке гранта Минобрнауки РФ (Соглашение № 075-15-2024-554). Авторы благодарят А.В. Панина за авторство идеи, руководство, научные и методологические консультации, финансовую организацию полевых работ, а также М.Ю. Опекунову и В.А. Голубцова за помощь в выполнении полевых работ в долине реки Белой, а С.И. Ларина — в долине Тобола.

ЛИТЕРАТУРА

Волков И.А. О недавнем прошлом рек Ишим и Нура // Труды лаборатории аэрометодов АН СССР. 1960. № 9. С. 15−19.

Украинцев В.Ю., Зазовская Э.П., Захаров А.Л., Максимов Ф.Е., Петров А.Ю. О времени проявления эпохи обильного речного стока в бассейне Волги // Водные ресурсы. 2024. Т. 51. № 3. С. 235−243. doi: 10.31857/S0321059624030015

Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В. Речные излучины. М.: издательство МГУ, 2004. 371 с.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Труды института геологических наук АН СССР. 1951. № 135. 274 с.

Panin A., Sidorchuk A., Chernov A. Historical background to floodplain morphology: examples from the East European Plain. In: Floodplains: Interdisciplinary Approaches. Marriott, S., Alexander, J. & Hey, R. (eds). London: 1999, Geological Society Special Publications. Vol. 163. P. 217-229. DOI: 10.1144/GSL.SP.1999.163.01.17

DYNAMICS OF RIVER CHANNELS IN SOUTHERN SIBERIA DURING HOLOCENE AND THE END OF THE PLEISTOCENE

Ukraintsev V.Yu., Kachalov A.Yu.

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

Large and small paleochannels in river valleys of the temperate zone of the Northern Hemisphere mark periods of increase and decrease in river discharge during its formation. The age of ancient river meanders within Siberia is unknown. To address this question, boreholes have been drilled in the paleochannels of rivers in the Yenisei, Ob' basins, and the area of internal drainage of southern Western Siberia. Preliminary data suggest a fundamentally similar structure of large and small paleochannels separately. Radiocarbon dating of organic matter from alluvium of the channel facies in these paleochannels will help establish the age of these phases.

Keywords: *large paleochannels, small paleochannels, epoch of abundant river flow, alluvium, paleosols, radiocarbon dating*

REFERENCES:

Chalov R., Zavadsky A., Panin A. River meanders. Moscow: Lomonosov Moscow State University Press, 2004. 371 p. (in Russian).

Panin A., Sidorchuk A., Chernov A. Historical background to floodplain morphology: examples from the East European Plain. In: Floodplains: Interdisciplinary Approaches. Marriott, S., Alexander, J., & Hey, R. (eds). London: Geological Society Special Publications. 1999. Vol. 163. P. 217–229. doi: 10.1144/GSL.SP.1999.163.01.17

Shantzer E. Alluvium of River Plains in a Temperate Zone and its Significance for Understanding the Laws Governing the Structure and Formation of Alluvial Suites // Trans. Inst. Geol. Nauk Akad. Nauk U.S.S.R., Geol. Ser. 1951. № 135, 271 pp. (in Russian).

Ukraintsev V., Zazovskaya E., Zakharov A., Maksimov F., Petrov A. On the timing of the epoch of abundant river flow in the Volga basin // Water Resources. 2024. Vol. 51. № 3. P. 163−170. doi: 10.1134/S0097807824700714

Volkov I.A. About the lower past of the rivers Ishim and Nura // Tr. Lab. Aerometodov Akad. Nauk SSSR. 1960. Is. 9. P. 15–19. (in Russian).

doi: 10.24412/2687-1092-2025-12-516-539

ОСНОВНЫЕ ПРИЧИНЫ СЛОЖНОСТЕЙ И ПРОТИВОРЕЧИЙ В КЛИМАТОСТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА ГОРНЫХ СТРАН И НЕКОРРЕКТНОСТЬ ПРИВЯЗКИ ИХ КЛИМАТОХРОНОВ К ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНОЙ ШКАЛЕ

✉ *Шатравин В.И.*

Тянь-Шаньский высокогорный научный центр при Институте водных проблем и гидроэнергетики Национальной Академии наук КР, Бишкек, Киргизия
✉*shatravin@yandex.ru*

В статье раскрыты установленные автором основные причины сложностей и противоречий, с которыми сталкиваются исследователи в горных странах при климатостратиграфических построениях и палеогляциологических реконструкциях четвертичного периода. На конкретных объектах изучения в горах Тянь-Шаня, Памира и Кавказа показаны две основные тому причины. 1) – в горах за плейстоценовые морены исследователи ошибочно принимают и ***псевдоморены*** (иначе, – лжеморены, которые лишь морфологически подобны моренам, но истинный генезис их не гляциальный, а гравитационный, и они – в виде оползней, реже - обвалов). 2) – недостоверность датировок морен, которые исследователи используют при климатостратиграфических построениях и палеогляциологических реконструкциях. Показано, что датирование псевдоморен, ошибочно принимаемых за морены, приводит к дополнительному ералашу геологического и палеогляциологического толка. В статье приведены полученные автором надежные генетические признаки морен и псевдоморен (включая и количественные их показатели – гранулометрические и геохимические). Наглядно, на конкретных примерах, показано, что традиционно применяемые методы физического датирования морен непригодны для надежного определения их возрастов. Описан отработанный им способ извлечения из морен ***автохтонной*** рассеянной органики, позволяющий получать надежные радиоуглеродные датировки морен. На основе полученных результатов сделан вывод о некорректности традиционно выполняемой привязки климатохронов четвертичного периода горных стран к изотопно-кислородной шкале. И как результат всего этого – путь четвертичной геологии и палеогляциологию в тупиковую ситуацию.

Ключевые слова: *четвертичный период, климатостратиграфия, палеогляциология, морены, псевдоморены, датирование морен, корреляция.*

Введение. Основой стратиграфических построений и палеогляциологических реконструкций четвертичного периода является климатостратиграфия. В этом деле наиболее информативными являются исследования на суше, и в особенности в высокогорных районах, где развиты морфологически хорошо выраженные, соответственно, доступные к изучению формы рельефа и их разрезы, сложенные разногенетическими четвертичными отложениями, включая моренные. Архиважность морен в климатостратиграфии и палеогляциологии четвертичного периода связана с тем, что они представляют собой важнейшие криомеры, соответствующие криохронам четвертичного периода.

Известно, что четвертичная геология и палеогляциология отличаются сложностями и противоречиями. О причинах этого автором данной статьи сообщалось в ряде его предыдущих публикаций, например, в [*Шатравин, 2007; Шатравин, 2014; Шатравин, 2015*]. В этих материалах показаны следующие основные тому причины.

1 - исследователи изначально (более 100 л.н, со времени создания альпийской гляциальной модели расчленения плейстоцена), встали и продолжают оставаться на **неверных исходных позициях**: применительно к горным странам, для стратиграфического расчленения и палеогляциологических реконструкций четвертичного периода в качестве основных климатостратиграфических реперов, выступающих в роли криомеров, они использовали (и продолжают это делать) не только истинные морены, но

и псевдоморены (иначе, - лжеморены, которые лишь морфологически похожи на морены, но истинный генезис их не гляциальный, а гравитационный, и сложены они пространственно развитыми деляпсивными (оползневого типа) гравитационными отложениями, реже обвальными отложениями), ошибочно принимая последние за морены. 2 - отсутствие надежных абсолютных датировок морен и методов их получения. Датирование псевдоморен, ошибочно принимаемых за морены, приводит к информационному ералашу геологического и палеогляциологического толка.

Безусловно, все это связано с глубокими противоречиями в этих областях изучения. Тянь-Шань и Памир являются яркими тому примерами: существующие по этим регионам стратиграфические схемы четвертичного периода противоречивые, не представляется возможным создание унифицированных схем не только на региональном, но и на местном уровне. Именно по этой причине для Средней Азии и Казахстана до сих пор действует принятая на Межведомственном стратиграфическом совещании около 50 лет т. назад *Рабочая стратиграфическая схема,* и альтернативы ей пока нет. Касательно голоцена, наглядным отражением ситуации являются приведенные в [*Соломина, 1999*] палеогляцио-климатические реконструкции для Тянь-Шаня, построенные в основном на компиляции всего имеющегося по этому региону материалах, где на 4,5 страницах повествования имеется 15 выражений типа «видимо», «возможно», «вероятно», «на наш взгляд» и пр. и никакой конкретики.

В данной статье в краткой форме, но с обильной наглядной графикой в качестве фактуры в виде рисунков и отдешифрированных фотографий и космофотоснимков, показаны полученные автором надежные отличительные признаки морен и псевдоморен, включая и количественные их генетические показатели. Приведены примеры тематического безобразия геологического и палеогляциологического толка для Тянь-Шаня, Памира и Кавказа как результат применения некорректной генетической идентификации морен и псевдоморен. Показан каламбур датировок плейстоценовых морен, полученных отечественными и дальнезарубежными исследователями-палеогляциологами, выполнявшие свои исследования в горах Тянь-Шаня и Памира. Корреляция их с МИС (морскими изотопными стадиями) – это чисто механическая подгонка полученных ими датировок морен к соответствующим МИС на изотопно-кислородной шкале. Сделан вывод о непригодности традиционно применяемых физических методов датирования морен (^{14}C, TL, OSL, ^{10}Be, ^{26}AL).

На основе изложенного материала сделан вывод о некорректности привязки климатохронов плейстоцена к изотопно-кислородной шкале.

О надежных генетических признаках морен и псевдоморен. Для различения истинных морен от псевдоморен автором получены надежные генетические признаки их отложений, включая их количественные показатели. Подробно об этом изложено в [*Шатравин, 1994а*]. В таблице для северного Тянь-Шаня приведены усредненные количественные геохимические и гранулометрические генетические показатели морен и псевдоморен - в виде деляпсивных и дерупционных гравитационных отложений.

В числе других генетических признаков морен и псевдоморен, отработанных автором, – морфолито-стратиграфические, текстурно-структурные и др. признаки, которые являются достаточными для генетической идентификации морен и псевдоморен непосредственно в полевых условиях. Важнейшим из них является цвет мелкоземистого заполнителя этих отложений.

В авторских работах [*Шатравин, 1994б; Шатравин, 2017*] показано, что гляциальный (с образованием морен) и гравитационный (с образованием псевдоморен из числа деляпсивных гравитационных образований, являющихся наиболее массовыми) типы литогенеза протекают в диаметрально противоположных геохимических условиях: первый из них - в восстановительных геохимических условиях, второй – в окислительных. К геохимической фации окисного железа принадлежат повсеместно развитые в горах

элювиальные и производные от них полигенетические склоновые отложения, которые явились источником образования псевдоморен. Восстановительная геохимическая среда гляциального литогенеза связана с восстанавливающей ролью гляциохионофильной ледниковой органики в гляциальном литогенезе. Об этом, а также о методике количественного анализа для определения окисно-закисного коэффициента по железу подробно изложено в авторских работах [*Шатравин, 1994б;* Шатравин, 2007; *Шатравин, 2017*].

Таблица. Количественные генетические показатели морен и псевдоморен (для северного Тянь-Шаня)

Генетический тип отложений	**К=Fe_2O_3/FeO**	**S = <0,005/(1-0,005)**
Морены голоценовые -glHs	0,03-0,07	0,078
Морены плейстоценовые- glPs	0,03-0,07	0,107
Гравитационные деляпсивного типа отложения - в виде оползней -gr(dl)	0,3-1,0	0,159
Гравитационные дерупционного типа отложения - в виде обвалов -gr(dr)	Показатель зависит от исходных обвальных пород	0,022

К=Fe_2O_3/FeO - окисно-закисный коэффициент по железу (в железистых «рубашках» минеральных зерен мелкозёмистого заполнителя). Это пигментирующие железоокисные пленки, от степени развития которых зависит цвет мелкозёмистого заполнителя отложений, соответственно, и самих отложений.

S= <0,005/ (1-0,005) - степень глинистости - соотношение процентного содержания фракций <0,005 мм и (1 - 0,005) мм, где <0,005 мм – глинистая фракция, 1 - 0,005 (мм) – область мономинеральных частиц, не подвергающихся дальнейшему дроблению при физическом выветривании. Эти показатели получены по 300 образцам тестируемых отложений.

На рис. 1 показаны типичные обнажения морен и псевдоморен, а на рис. 2 - препараты мелкозёмистого заполнителя морен и псевдоморен.

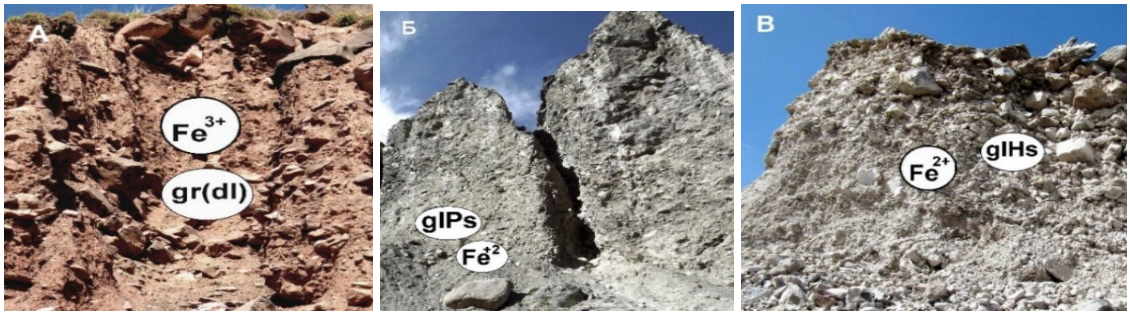


Рис. 1. Обнажения морен и псевдоморен. А) – обнажение псевдоморены в виде деляпсивных гравитационных отложений, наиболее массовых в горных странах; Б) – обнажение плейстоценовой морены; В) – обнажение голоценовой морены.



Рис.2. Препараты мелкозёмистого заполнителя морен и псевдоморен

Цвет мелкозёмистого заполнителя морен и псевдоморен является первым сигнальным признаком их генезиса. Исключения составляют морены, в мелкоземе которых преобладает калиевый полевой шпат – ортоклаз, красноватого цвета. Однако лабораторно установленный окисно-закисный коэффициент непременно покажет величину этого показателя, свойственного моренам. На практике, как правило, достаточными являются отработанные автором полевые генетические признаки морен и псевдоморен.

Весьма важным полевым отличительным признаков морен от псевдоморен является следующее. В псевдоморенах из числа деляпсивных гравитационных отложений на всех гранях крупных обломков развиты глинисто-пылеватые налипы. В отложениях морен эти налипы менее развитые, и локализованы они только на верхних гранях обломков; исключение составляют обломки в моренных отложениях с нарушенной первичной текстурой, что происходит в связи с оползанием их грунтов. Такие руководящие генетические признаки связаны с особенностями гравитационного и гляциального литогенеза с образованием псевдоморен и морен, что подробно рассмотрено в [*Шатравин,1994а*]. На рис.3 показаны крупные обломки морен и псевдоморен (из числа деляпсивных гравитационных отложений).



Рис. 3. Глинисто-пылеватые налипы на верхних и нижних гранях обломков пород в моренах (слева) и в псевдоморенах (справа).

Последствия некорректной генетической идентификации морен и псевдоморен в четвертичной геологии и палеогляциологии. Это рассмотрено на конкретных примерах по Тянь-Шаню, Памиру и Кавказу.

В Тянь-Шане. С традиционных позиций, изображенные на данном фоторисунке gr(dl)PsIII-Hs - это среднеплейстоценовые морены. Именно так это отображено на геологических картах Кирг. ССР (в частности, на карте четвертичных отложений бассейна р. Чон-Ак-Суу (Четвертичные отложения, геология и неотектоника Киргизской ССР: Окончат. отчет Кирг. четвертич. партии МГУ и Тянь-Шан. партии Упр. геологии Кирг. ССР/Макаров В.И., Макарова Н.В., Соловьева А.И. и др. – Москва; Фрунзе, 1969. – с. ф. ПО «Кыргызгеологии» Республики Кыргызстан.), в научной статье [*Качаганов и др., 1977*] и в производственных отчетах ПО «Кыргызгеология». Для объяснения столь большой мощности этой «среднеплейстоценовой морены» (только видимая в эрозионном врезе мощность – до 150 м) при весьма незначительном (не более 3-4 км) удалении от исходных

для «морены» каров исследователи придумали загадочный термин «морена напора» [*Качаганов и др.,1977*]. Автором было выполнено детальное фациально-литологические изучение изображенных на фото морен и псевдоморен с применением количественных геохимических и гранулометрических показателей их отложений, на основании чего был сделан вывод о принадлежности этих отложений именно к тем генетическим типам, которые указаны на данном фоторисунке.

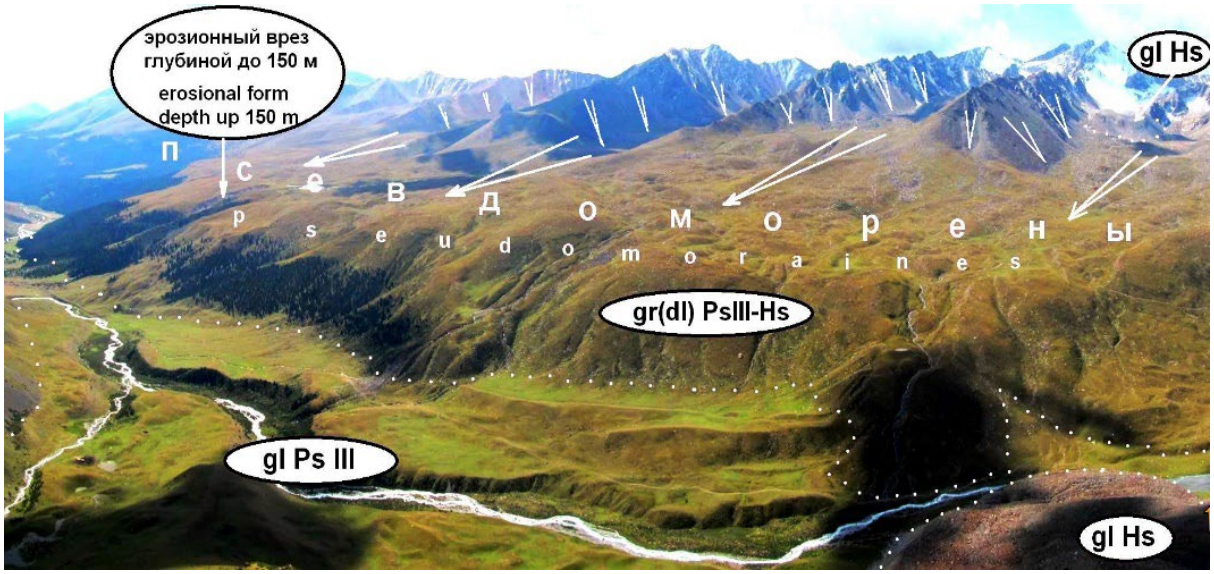


Рис. 4. Морены и псевдоморены в долине р. Чон-Ак-Суу (хр. Кунгей-Ала-Тоо,Тянь-Шань).

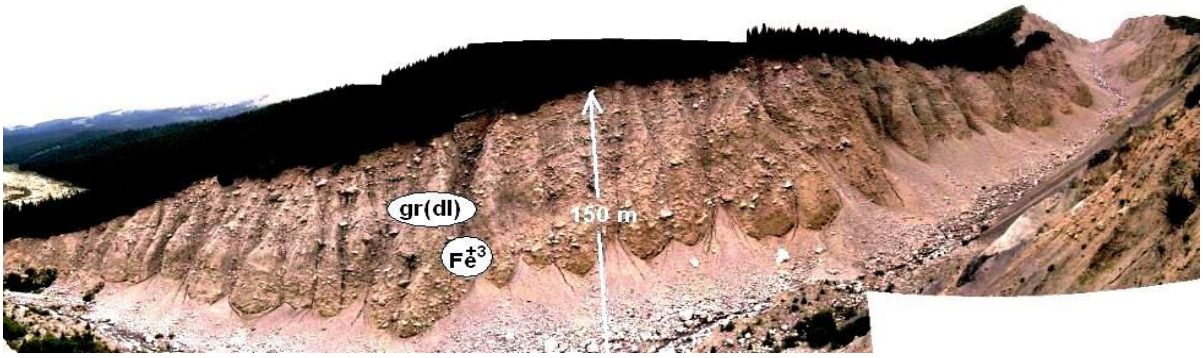


Рис. 5. Обнажение деляпсивных гравитационных отложений (псевдоморены) в эрозионном врезе в долине р. Чон-Ак-Суу (см. рис. 4).

Усредненная (по 8 пробам из обнажения во врезе) степень глинистости этих отложений - 0,154, окисно-закисный коэффициент - 0,3 (см. рис. 6).

На рис. 6 приведен схематический литолого-фациально-генетический разрез правого борта долины р. Чон-Ак-Суу. построенный по количественным генетическим показателям.

На рис. 7, 8 приведена карта четвертичных отложений масштаба 1:100 000 правого борта долины р. Чон-Ак-Суу в 2-х вариантах исполнениях: на рис. 7 - по традиционной методике (вариант А) и на рис. 8 - с применением количественных генетических показателей (вариант Б).

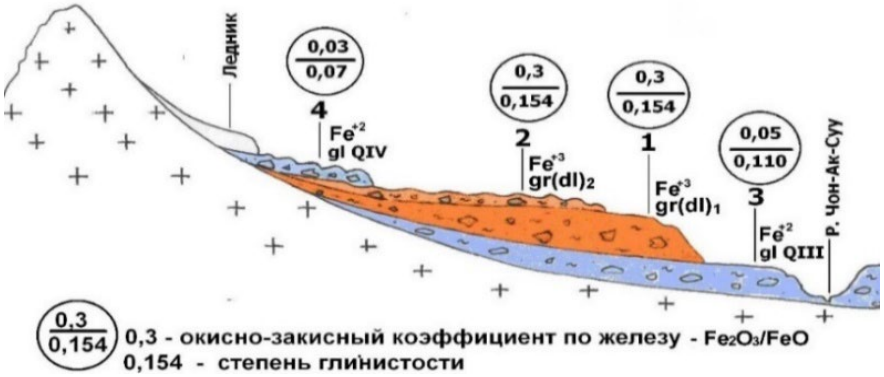


Рис. 6. Схематический литолого-фациально-генетический разрез правого борта долины р. Чон-Ак-Суу (см. рис. 4), построенный по количественным генетическим показателям. На схеме: gr(dl)1- деляпсивное гравитационное образование (псевдоморена) 1-й возрастной генерации; gr(dl)2 - нерасчлененные деляпсивные гравитационные образования (псевдоморены) последующей возрастной генерации. gl QIII - позднеплейстоценовая морена; gl QIV - голоценовая морена.

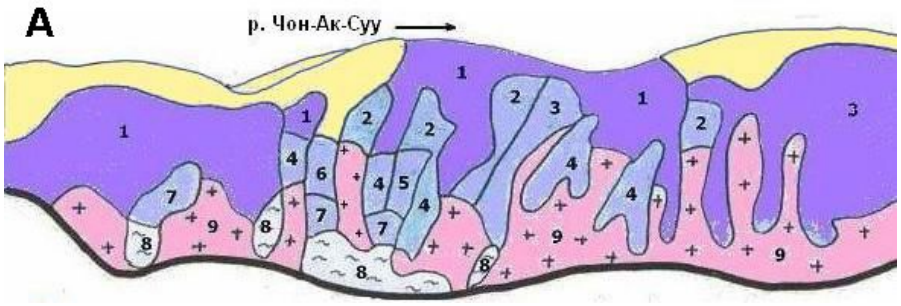


Рис. 7. Вариант А. Карта четвертичный отложений правого борта долины р. Чон-Ак-Суу, составленная по традиционной методике. Взято из: Четвертичные отложения, геология и неотектоника Киргизской ССР: окончательный отчет Киргизской четвертичной партии МГУ и Тянь-Шаньской партии Управления геологии Кирг. ССР/ Макаров А.И., Макарова Н.В., Соловьева А.И. и др. – Москва; Фрунзе, 1969 г.

На карте А: 1 – gl QII1 - морены 1-й стадии среднеплейстоценового оледенения; 2 – gl QII2 – морены 2-й стадии среднеплейстоценового оледенения; 3 – gl QIII – нерасчлененные позднеплейстоценовые морены; 4 – gl QIII1 – морены 1-стадии позднеплейстоценового оледенения; 5 – gl QIII2 – морены 2-й стадии позднеплейстоценового оледенения;

6 – gl QIII-IV – морены нерасчлененные позднеплейстоцен-голоценового возраста;

7 – gl OIV – морены голоценовые; 8 - ледники; 9 - коренные породы.

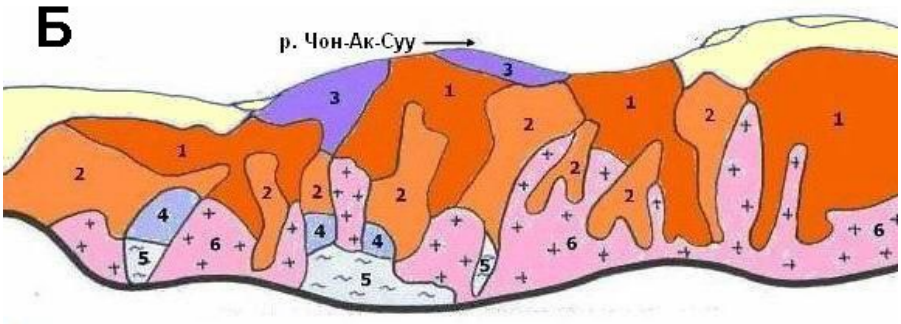


Рис. 8. Вариант Б. Карта четвертичный отложений правого борта долины р. Чон-Ак-Суу, составленная на основе количественных генетических показателей. [*Шатравин, 2007*; *Шатравин, 2015*].

На карте Б: 1 – gr OIII-IV - деляпсивные гравитационные образования 1-й возрастной генерации; 2 – gr OIV- нерасчлененные деляпсивные гравитационные образования последующих возрастных генераций; 3 – gl OIII – морены позднеплейстоценовые; 4 – gl OIV - морены голоценовые; 5 - ледники; 6 - коренные породы.

На Памире. На рис. 9 и 10 приведены фрагменты геологической и инженерно геологической карт для Алайской долины и её горного обрамления, на которых пространственно развитые там псевдоморены в виде деляпсивных и дерупционных морфолитологических образований ошибочно закартированы как плейстоценовые морены.

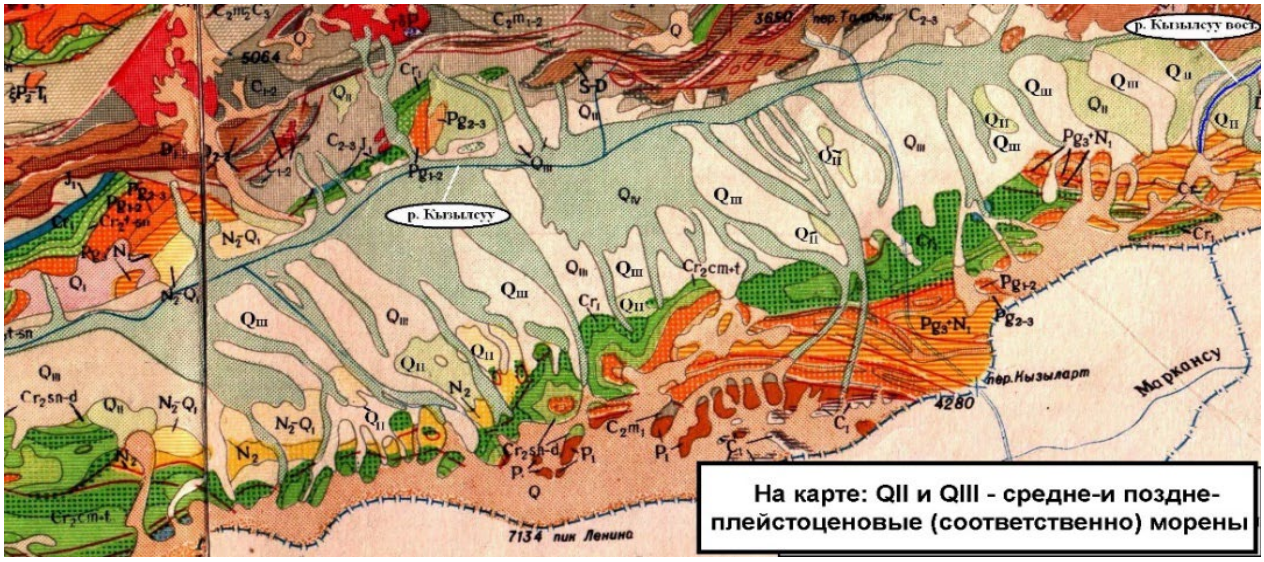


Рис. 9. Фрагмент Обзорной геологической карты Киргизской ССР масштаба 1: 500 000 для Алайской долины и её горного обрамления (Мингео СССР, Управление геологии Киргизской ССР, 1965 г.).

Такая же отрисовка морен вместо псевдоморен на литологической карте для Киргизской ССР масштаба 1:750 000 (Министерство по делам геологии при СНК СССР, глав. ред. – А.П. Марковский) и на геологической карте масштаба 1: 200 000 (Министерство геологии СССР, Управление геологии Киргизской ССР, 1958 г.).

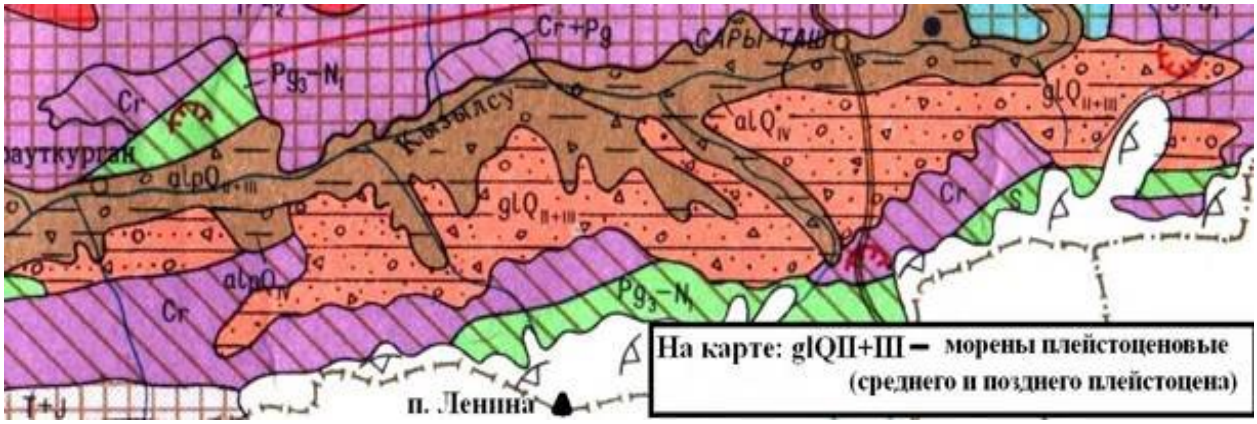


Рис. 10. Фрагмент Схематической инженерно-геологической карты Киргизской ССР масштаба 1: 1500 000 для Алайской долины (Мингео СССР, ВСЕГИНГЕО, Управление геологии Киргизской ССР, 1967 г.).

О принадлежности отрисованных на этих картах морфолитологических образований к плейстоценовым моренам сообщается и в научных трудах всех без исключения исследователей, побывавших в Алайской долине, включая Мушкетова И.В., Корженевского Н.Л., Маркова К.К. и др. Результаты последних исследований, выполненных в 1978 году, приведены в [*Минина и др., 1978*]. Однако исследования автора показали, что там не морены, а псевдоморены, за исключением западной части Алайской долины. Об этом подробно изложено в [*Шатравин, 2020*] и в отчете о НИР (https://scorcher.ru/glaciology/report_2022.htm).

На рис. 11 показана центральная часть Алайской долины с псевдоморенами деляпсивного (оползневого) и дерупционного (обвального) генезиса и контакт этих отложений.

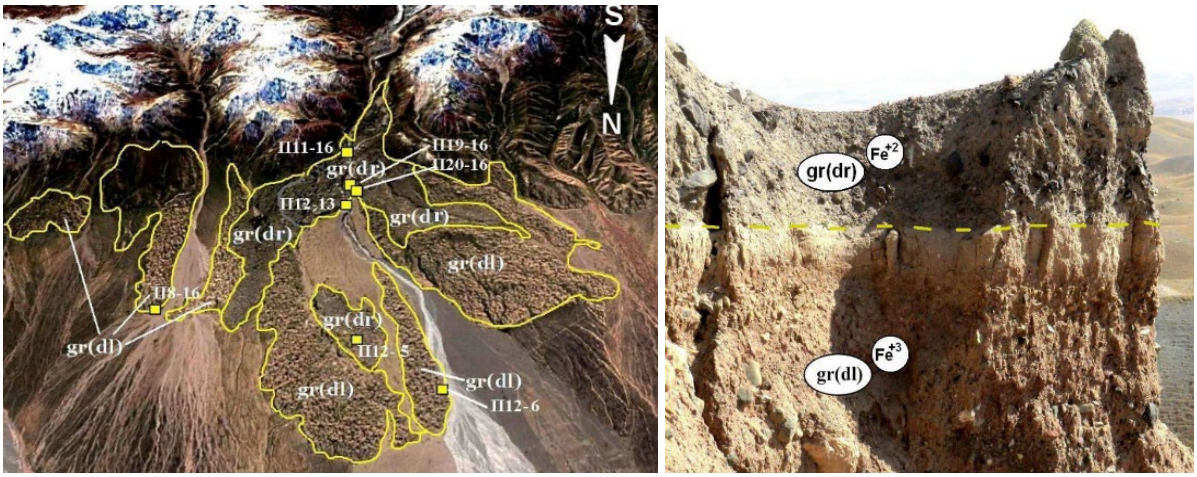


Рис. 11. Псевдоморены в центральной части Алайской долины в виде деляпсивных (gr(dl)) и дерупционных (gr(dr)) отложений и их литостратиграфический контакт.

Степень глинистости деляпсивных гравитационных отложений из числа псевдоморен в пределах всей Алайской долины (усреднённая по 14 пробам) – 0,212. Степень глинистости дерупционных гравитационных отложений (усреднённая по 3 пробам) – 0,89. Первые из них – исключительно буроцветные (геохимическая фация окисного железа), вторые – сероцветные (геохимическая фация закисного железа). Повышенная степень глинистости деляпсивных гравитационных отложений в Алайской долине (в сравнении с приведенными в таблице среднестатистическими величинами для северного Тянь-Шаня) объясняется тем, что источником литогенного материала для этих отложений в Алайской долине являются нескальные и полускальные мезокайнозойские коренные породы Заалайского хребта, обрамляющего эту долину с юга.



Рис. 12. Обнажение плейстоценовой морены в западной части долины Алайской долины. Его локация: 39°31'16.46"с.ш.; 72°08'48.58"в.д. Степень глинистости отложений этой морены (усреднённая по 3 пробам) – 0,119. Отложения морены исключительно сероцветные (геохимическая фация закисного железа).

Истинные плейстоценовые морены в Алайской долине имеются только в западной ее части, в долинах рек Алтындара и Коккиик Заалайского хребта. На рис. 12 приведено обнажение конечной морены правой ветви ледника Федченко (бас. р. Муксу), пришедшей сюда через перемётный перевал Терсагар (3600 м) в верхней части долины р. Алтындара в хр. Заалайском.

На Кавказе (в Главном Кавказском хребте). В контексте вышесказанного одним из объектов критики автором данной статьи на Кавказе является плотина озера Каракёль, в долине р. Теберда. В коллективной статье [*Соломина и др., 2013*] морфолитологическое образование, являющееся плотиной и обрамлением этого озера (абс. высота 1350 м), признано, что это конечная морена, со ссылкой и на то, что ранее указывал проф. Г.К. Тушинский. В силу этого озеро Каракёль и его донные осадки явились объектом изучения для палеогляцио-климатических реконструкций в этой долине с привязкой их к выше указанной морене, получившей название каракёльской. В итоге минимальный возраст этой «морены» ими оценен в 11700 лет, отнеся его к молодому дриасу.

Исследования автора показали, что это озеро не моренно-подпрудное, а ***завального типа***. И образовалось оно за счет оползня, разгрузившегося с правого борта долины р. Теберда. Для наглядности приведен рис. 13.



Рис. 13. Озеро Каракёль и оползень, на субстрате которого образовалось озеро.

Генетическим символом gr(dl) обозначены оползневые массы (отложения).

На этом фоторисунке показаны бровка срыва оползневых масс и сами оползневые массы, то есть оползень. На склоне находятся не сполна разгрузившиеся оползневые массы. Для подтверждения именно оползневого генезиса плотины этого озера приведены ниже следующие фоторисунки (рис. 14).

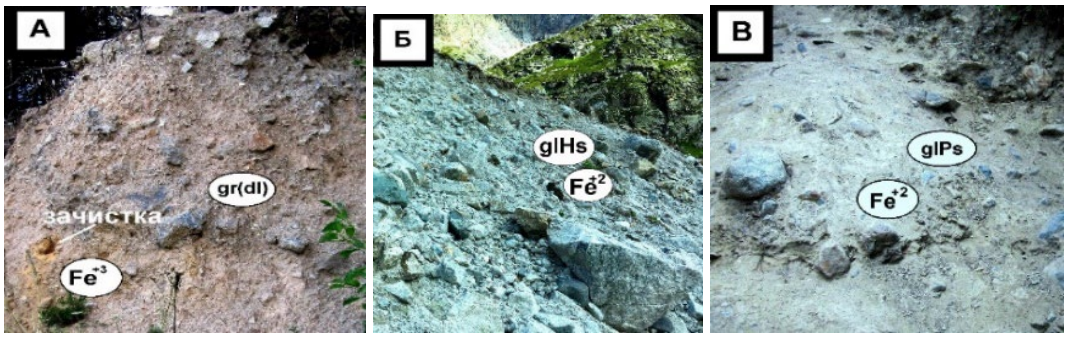


Рис. 14. Обнажение отложений плотины озера Каракёль (А), голоценовой (Б) и плейстоценовой (В) морен в долине р. Теберда.

Показанное на фото обнажение оползневых грунтов – одно из многочисленных естественных обнажений в Ю-З части плотины озера. Обнажение голоценовой морены – в верховье долины р. Теберда. Обнажение плейстоценовой морены – в верхнесредней части долины р. Теберда, близ популярного у туристов Алибекского водопада.

Петрографический состав обломков пород в оползне соответствует местной петрографической провинции - на правобережном борту долины р. Теберда. Преимущественно это диориты и гранодиориты. Обломки неокатанные. Структура отложений плотная, мелкоземистый заполнитель сильно заглинизированный, бурого цвета – как в общей массе, так и в зачистке (см. рис. 14), глинисто-пылеватые налипы – на всех гранях обломков. Все это свойственно деляпсивным гравитационным отложениям. Для сравнения на этом рисунке приведены фото обнажений истинных морен – голоценовой и плейстоценовой в долине р. Теберда. Соответствующий цвет их мелкоземистого заполнителя, выраженная окатанность крупных обломков пород в плейстоценовой морене и остроугольность обломков в голоценовой морене – все это свойственно моренам этих возрастов.

В связи с вышеизложенным, палегляцио-климатические реконструкции, которые построены в той статье, выглядят фантазийными, включая сделанный её авторами вывод о том, что столь молодые ледники доходили на Кавказе до высотной отметки 1300 м!

Эпигенетические гравитационные отложения на субстратах морен и псевдоморен. Эти отложения образуются за счет оползания грунтов первичных исходных морфолитологических субстратов – плейстоценовых морен и деляпсивных гравитационных отложений в виде псевдоморен. Подробно об этом в авторских материалах [*Шатравин, 2007; Шатравин, 1994а*]. Примером оползших деляпсивных гравитационных отложений являются вторичные такого рода оползни на субстрате основной морфолитологической формы в долине р. Чон-Ак-Суу. Это наглядно показано на рис. 4 и 6. Оползшие части плейстоценовых морен традиционно ошибочно принимаются за вложенные морены, относя их к стадиальным моренам. Строго говоря, это уже не морены, а оползни, и выступают они в роли псевдоморен. На рис. 15 и 16 приведены истинные морены и псевдоморены, развившиеся по субстратам плейстоценовых морен.

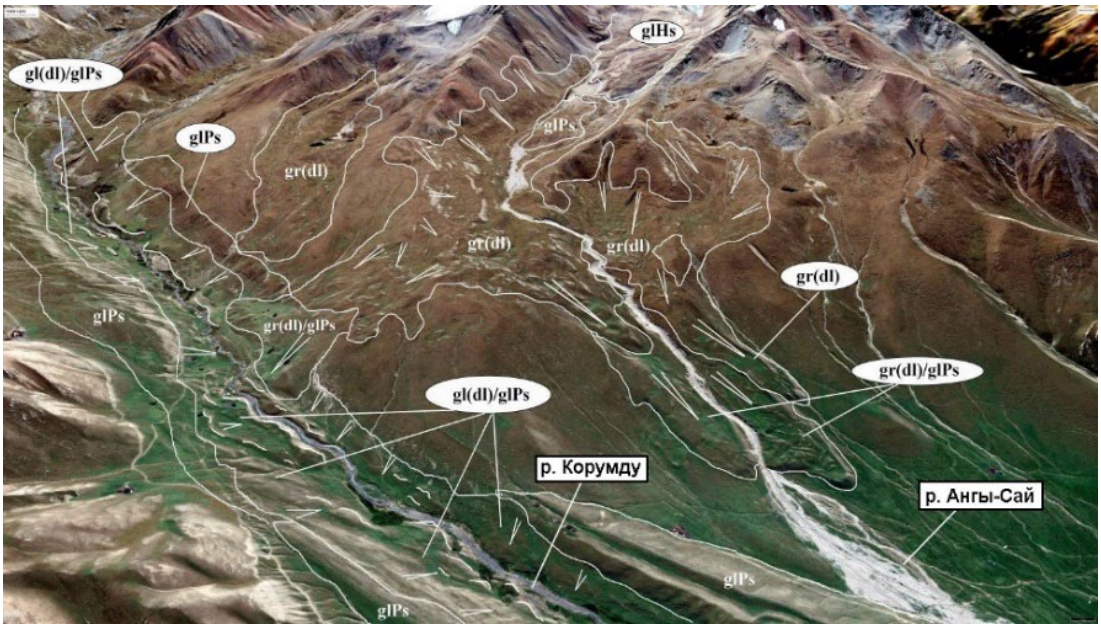


Рис. 15. Морены и псевдоморены в долинах рек Ангы-Сай и Корумду (бас. р. Тонг, хр. Терской Ала-Тоо, Тянь-Шань).

На этом фоторисунке: glHs и glPs – морены голоценовые и плейстоценовые (соответственно). gr(dl) – деляпсивные гравитационные отложения, развившиеся по субстрату полигенетических склоновых отложений; стрелками показаны направление и область срыва (оползания) склоновых отложений. gr(dl)/glPs - деляпсивные гравитационные отложения, развившиеся по субстрату плейстоценовых морен; стрелками показано направление их оползания. Степень глинистости деляпсивных гравитационных отложений (усреднённая по 3 пробам) – 0,19. Степень глинистости деляпсивных гравитационных отложений, развившихся по субстрату плейстоценовых морен (усреднённая по 10 пробам) – 0,12. Наглядным примером оползших плейстоценовых морен является рис. 16.



Рис.16. Плейстоценовые морены - glPs и псевдоморены – gr(dl)/glPs (в виде оползших плейстоценовых морен) в бас. р. Тура-Суу (хр. Терской Ала-Тоо, Тянь-Шань).

Характерными признаками оползших плейстоценовых морен являются их флюидоподобные (натекообразные) формы и нарушенная первичная текстура. В них просматривается полосчатость (иначе, - псевдослоистость) и наличие глинисто-пылеватых налипов ***на всех гранях*** обломков. Оползшие массы плейстоценовых морен – это, по сути, псевдоморены, т. е. оползни, которые традиционно ***ошибочно принимаются за стадиальные морены***, привнося тем самым сложности и противоречия в палеогляциологические реконструкции.

Стратиграфическое сочленение морен и псевдоморен и его значение в палеогяциологии и четвертичной геологии. В авторских работах [*Шатравин, 2007; Шатравин, 2025*] показано, что в сводном стратиграфическом разрезе псевдоморены занимают положение между позднеплейстоценовыми и голоценовыми моренами. Об этом свидетельствуют многочисленные известные автору разрезы в горах Тянь-Шаня и Памира. На рис. 17 приведен один из таких наглядных тому примеров.

Повсеместно пространственно развитые в горах псевдоморены в виде деляпсивных гравитационных - gr(dl) и дерупционных - gr(dr) отложений и их стратиграфическое положение между позднеплейстоценовыми и голоценовыми моренами имеет важное значение в палеогляциологии и геологии четвертичного периода. Это свидетельствует, во-первых, об эпохе массового гравитационного литогенеза в период между окончанием позднеплейстоценового оледенения и зарождением ледников (соответственно, и оледенения) в голоцене; во-вторых – о глубоком неледниковье в этот промежуток времени.



Рис. 17. Голоценовые (glHs) и позднеплейстоценовые (glPs) морены и псевдоморены в виде гравитационных отложений деляпсивного типа – gr(dl) в долине р. Тез-Тор (бас. р. Ала-Арча, хр. Киргизский, Тянь-Шань). Стрелками показано направление и область срыва (оползания) полигенетических склоновых отложений, явившихся исходными для псевдоморен.

Это в корне ломает общепринятую концепцию о том, что современные ледники в горных странах являются остатками позднеплейстоценового оледенения - результатом ритмично-стадиального сокращения оледенения последней ледниковой эпохи (LGP). Полученные автором калиброванные радиоуглеродные датировки флювиогляциальных отложений на Памире (22860+/-175 л.н. - Labno MAMS-36197), (их локация: 39°11'12.03"с.ш.; 72°16'32.17"в.д.), гляциальных отложений последней ледниковой стадии позднеплейстоценового оледенения в Тянь-Шане (23100+/-195 л.н. - Labno MAMS-32801), (их локация: 42°32'52.52"с.ш.; 74°30'53.52"в.д.) и озерных отложений бессточного высокогорного озера Чатыркуль ледникового питания (серия из 5 радиоуглеродных дат от 24543+/-277 - VERA-3766 до 29427+/-427 - VERA-3770 л.н.) подтверждают вышеприведенный сделанный автором вывод [*Шатравин, 2025*]. Полученные датировки показали, что в горах Тянь-Шаня и Памира полный распад оледенения последней ледниковой эпохи (LGP) произошёл приблизительно 25 тыс. л.н. Прим.: радиоуглеродные датировки флювиогляциальных и гляциальных отложений были получены по специфической тонкодисперсной ***автохтонной*** органике, извлеченной из этих отложений по отработанному автором способу [*Шатравин,* 2007; *Шатравин, 2025*].

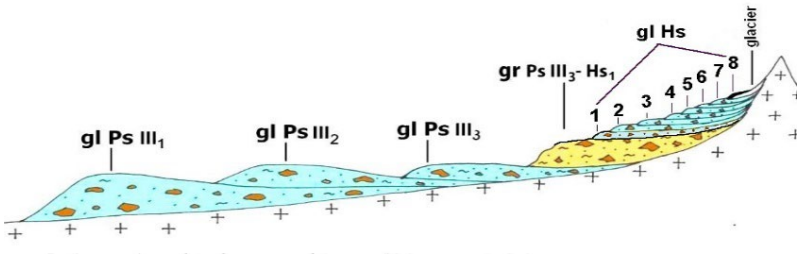


Рис. 18. Схема стратиграфического сочленения пространственно развитых деляпсивных гравитационных отложений эпохи массового гравитационного литогенеза с моренами позднего плейстоцена и голоцена. На схеме: $grPsIII_3$-Hs_1 - позднеплейстоцен-раннеголоценовые пространственно развитые гравитационные отложения эпохи массового гравитационного литогенеза; gl $PsIII_1$, gl $PsIII_2$, gl $PsIII_3$ – морены 1-й, 2-й и 3-й стадий позднеплейстоценового оледенения (соответственно); gl Hs – стадиальные голоценовые морены.

На рис. 18 приведена схема стратиграфического сочленения пространственно развитых гравитационных отложений эпохи массового гравитационного литогенеза с моренами позднего плейстоцена и голоцена для ЦА.

Показанные на схеме 3-х стадиальные позднеплейстоценовые и 8-ми стадиальные голоценовые морены соответствуют закономерности распада оледенений в позднем плейстоцене и голоцене, о чем сказано далее.

Об однократности плейстоценового оледенения. Многократность плейстоценовых оледенений принимается за аксиому. Все классические схемы расчленения плейстоцена основаны на многократности оледенений в плейстоцене. Однако автором данной статьи показано, что в плейстоцене было лишь одно оледенение, распадавшееся стадиально [*Шатравин, 2007; Шатравин, 2024; Шатравин, 2025]*. Основой для такого вывода послужило следующее. На примере Тянь-Шаня, Памира, Кавказа и Гималаев автором установлено, что в горных странах при генетической трансформации (размыве и последующем переотложении) моренных, элювиальных, полигенетических склоновых и производных от них массовых деляпсивных гравитационных отложений в аллювиально-пролювиальные отложения хорошо наследуется окисно-закисный коэффициент по железу мелкозёмистого заполнителя исходных для них отложений. Было обнаружено, что в разрезах конусов выноса, «подвешенных» к ледниковым долинам, хорошо прослеживаются стратиграфически выраженные аллювиально-пролювиальные отложения геохимических фаций ***окисного и закисного железа*** (что обнаруживается по соответствующим окраскам их мелкозёмистого заполнителя: серого цвета – для фации закисного железа и бурого цвета – для фации окисного железа). Это свидетельствует о чередовании ледниковых и неледниковых условий, в которых образовались исходные для этих конусов выноса аллювиально-пролювиальные отложения. В конусах выноса, «подвешенных» к заведомо неледниковым долинам (в которых нет даже экзарационных форм гляциального рельефа – трогов, цирков, каров и пр.), аллювиально-пролювиальные отложения исключительно геохимической фации ***окисного железа***; соответственно, цвет мелкозёмистого заполнителя этих отложений только бурый.

На примере Тянь-Шаня, Памира и Кавказа автором установлено, что в горных странах аллювиально-пролювиальные отложения ***раннего и среднего плейстоцена*** принадлежат исключительно к геохимической фации ***окисного*** железа. Аллювиально-пролювиальные отложения геохимической фации ***закисного*** железа обнаруживаются только в ***голоценовых и позднеплейстоценовых*** речных террасах и конусах выноса, «подвешенных» к ледниковым долинам. Эта закономерность явилась жестким основанием для вывода о том, что в вышеуказанных горах в ***ранне- и среднеплейстоценовое*** время вообще не было оледенений, плейстоценовое оледенение там было ***однократным, и оно имело место только в позднеплейстоценовое время.*** В связи с тем, что плейстоценовое оледенение было связано с глобальными климатическими изменениями, то следует признать его однократность и в равнинных областях Евразии, а также – во всех других регионах Земного шара. Выделяемые там разновозрастные эпохальные оледенения следует рассматривать как стадии единственного плейстоценового оледенения в четвертичном периоде – позднеплейстоценового.

О закономерности распада оледенения в плейстоцене и голоцене в Евразии. *Плейстоценовое оледенение.* В [*Шатравин, 2007; Шатравин, 2025*] на примере Тянь-Шаня и Памира автором показано, что плейстоценовое оледенение (оно же – позднеплейстоценовое и только) распадалось стадиально, по принципу затухающего колебания. В нём, судя по количеству конечно-моренных валов, оставленных этим оледенением на разновысотных уровнях по «нисходящему» принципу на протяжении всего простирания морен в днищах вмещающих их долин, было три крупных стадии. В Тянь-Шане наглядными примерами тому являются долины рек Орто-Кой-Суу (хр. Кунгей-Ала-Тоо), Тургень-Ак-Суу, Чон-Кызыл-Суу (хр. Терскей Ала-Тоо) и Ала-Арча (Киргизский хр.); на Памире – долины рек Алтындара (хр. Зааалайский) и Чолок-Теке (хр.

Северо-Аличурский). В контексте климатостратиграфии важным является то, что масштабы оледенения каждой из этих стадий (судя по размерам оставленных ими конечных морен и их положению в долинах рек) уменьшались в соответствии с их стадиями – от максимального в первой стадии, до минимального в последней (третьей) стадии, что, безусловно, свидетельствует о распаде этого оледенения по принципу затухающего колебания. Принципиальная схема такого распада оледенения показана на рис. 18. Последняя стадия соответствует ледниковой эпохе LGP.

Вопрос о том, был ли в выделенных межстадиальных эпохах позднеплейстоценового оледенения (см. рис. 18) массовый гравитационный литогенез, подобно тому, какой был в предголоценовое время (см. выше по тексту статьи), и полный распад оледенения в эпоху этого литогенеза, остаётся открытым. В вышеуказанных долинах такой литостратиграфической картины, как для позднеплейстоцен-голоцена, нет, поэтому на поставленный вопрос напрашивается отрицательный ответ.

Голоценовое оледенение. Однозначного ответа на вопрос о закономерности распада оледенения в голоцене для горных стран не удастся найти даже на региональном уровне. Как, например, для Тянь-Шаня. Традиционно считается, что оледенение в голоцене является реликтом позднеплейстоценового оледенения, результатом ритмично-стадиального распада оледенения LGP. Так принято считать и для горных стран Евразии, в том числе и для Тянь-Шаня. Однако попытки исследователей доказать это на практике с помощью радиоуглеродных датировок не увенчались успехом. Так было и в Тянь-Шане, где исследователи пытались выделить морфологически выраженные стадиальные голоценовые морены и датировать их радиоуглеродным методом по поверхностным почвам. Согласно Мельниковой А.П. [*Мельникова, 1991*], в Центральном Тянь-Шане в эпоху голоцена было три фазы наступления ледников, первая из которых (самая древняя) ею относится к возрасту 5-6 тыс. л.н. На основании этого ею сделан вывод о том, что оледенение в Средней Азии в эпоху голоцена является самостоятельным, а не результатом ритмично-стадиального распада оледенения LGP. Кроме того, по её данным, максимальное развитие оледенения в голоцене было во время малого ледникового периода (МЛП). Согласно Соломиной О.Н. [*Соломина, 1999*], горное оледенение Северной Евразии (включая Тянь-Шань) в голоцене было в квазистационарном состоянии. Таким образом на примере Тянь-Шаня наглядно показаны противоречия в палеогляцио-климатических реконструкциях голоцена.

Исследования автора показали, что оледенение Центральной Азии (ЦА) в голоценовую эпоху распадается стадиально по принципу затухающего гармоничного колебания с периодом в среднем 1700 лет [*Шатравин, 2025*], и в нем выделяются 8 основных стадий (см. рис. 18). Каждая последующая стадия была меньше предыдущей по масштабам проявления. На моренном субстрате последней (8-й) стадии морфологически выделяются более мелкие стадии распадающегося оледенения, точное число которых еще не установлено. Такой вывод был сделан на основании установленной им морфологически выраженной закономерности в строении голоценовых морено-ледниковых комплексов (МЛК) и полученных радиоуглеродных датировок стадиальных морен по ***автохтонной*** органике (об автохтонной природе использованной для датирования органики и способе извлечения её из морен – далее по тексту статьи). На рис. 19 показаны примеры таких МЛК в Тянь-Шане, на Памире и в Гималаях.

Показанная на рис. 19 морфологически выраженная закономерность распада оледенения в голоцене автором обнаруживалась и в Андах, что свидетельствует о трансконтинентальной закономерности такого рода. Максимальный возраст первой стадии оледенения в голоцене – 13300 лет, последней, 8-й стадии, – 1400 лет, возраст морены МЛП – 500 лет.

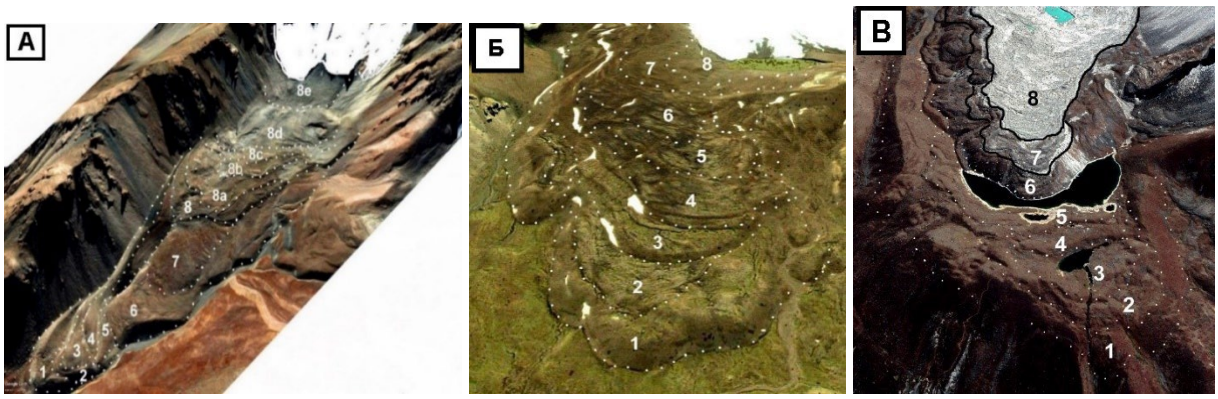


Рис. 19. Морфологически выраженные стадиальные морены в голоценовых МЛК Тянь-Шаня (бас.р. Ала-Арча, хр. Киргизский - (А)), Памира (бас. р. Кызыл-Суу вост., хр. Заалайский - (Б)), и Гималаев (бас. Имжа-Кхола) - (В).

Таким образом, стратиграфически и хронологически обоснованные результаты исследований автора по вопросу о природе оледенения ЦА в голоцене однозначно свидетельствуют о том, что это оледенение является самостоятельным, а не результатом ритмично-стадиального распада оледенения последней ледниковой эпохи (LGP). В связи с этим применительно к голоцену в научной литературе уместно говорить о голоценовом оледенении (равно как принято говорить о плейстоценовом оледенении), а не о оледенении в голоцене. Признание вышеприведенной закономерности распада голоценового оледенения снимает многие противоречия, имеющие место при палеогляциоклиматической реконструкции голоцена.

О датировках морен и методах их получения. Датировать морены, по большому счёту, нечем, ибо традиционно применяемые физические методы датирования не позволяют получать достаточно надежные их абсолютные датировки. При радиоуглеродном датировании морен в связи с необнаружением в них ***автохтонной*** органики морены датируют исключительно по ***аллохтонной*** органике, что даже в принципе не позволяет надежно определять их возрасты. Непригодным для датирования морен оказался и метод датирования по почвам, развитым на поверхности морен [*Максимов Е.В., 1987*]. Датировки, полученные по органике, обнаруженной в над- или в подморенных отложениях какого-либо иного, негляциального, генезиса (например, из торфяников), всегда оставляют без ответа вопрос: насколько полученные датировки древнее или моложе самой морены.

При датировании морен методами TL, RTL, OSL, IRSL, ^{10}Be и ^{26}AL имеет место непреодолимый фактор неопределённости «нуль-момента». В связи с этим разброс датировок, получаемых этими методами, достигает 300 и более %. Наглядный пример: для основной морены в Чаганском (Алтай) ***опорном*** для Центральной Азии палеогляциологическом разрезе по одному и тому же образцу в двух разных лабораториях были получены TL датировки 480 тыс. лет (МГУ) и 124 тыс. лет (БуГИН СО РАН) [*Агатова и др., 2004*]. Чему верить? Более поздними ее исследованиям на этом разрезе было установлено, что значения датировок морены в этом же разрезе, полученных методами TL и IRSL, на порядок превышают радиоуглеродные датировки из того же разреза. В Тянь-Шане три датировки по ^{10}Be, полученные по пробам, взятым из одной и той же точки на субстрате плейстоценовой морены, показали возрасты 260, 188 и 80 тыс. лет [*Koppes et al., 2008*]. Какой из них верить, если различие возрастов более, чем в 3 раза? Многочисленные датировки морен, полученные дальнезарубежными исследователями (из США, Англии, Германии, Японии и др.) в Тянь-Шане методами датирования OSL, ^{10}Be и ^{26}AL, совершенно не коррелируются между собой [*Narama, C. et al., 2007; Narama, C. et al., 2009; Koppes et al., 2008; Zech, R., et al.*]. Об этом подробно изложено в авторских НИИ отчетах https://scorcher.ru/glaciology/report_2021.htm и https://scorcher.ru/glaciology/

report_2022.htm. Привязка полученных ими датировок к МИС (морским изотопным стадиям) выполнена чисто механически с подтягиванием их численных значений к соответствующим МИС.

Такое же тематическое безобразие и в коллективной статье (22 автора из 10 государств!) [Nathaniel Lifton *et al., 2014*], написанной по результатам выполненных ими палеогляциологических исследований в бассейне р. Сары-Джаз (Центральный Тянь-Шань). Регламент не позволяет автору подробно изложить в данной статье результаты выполненного им в 2025 году полевого контрольно-ревизионного обследования в бассейне этой реки. Однако достаточно ярким подтверждением допущенной ими тематической безграмотности являются ниже приведенные рис. 20 и 21.

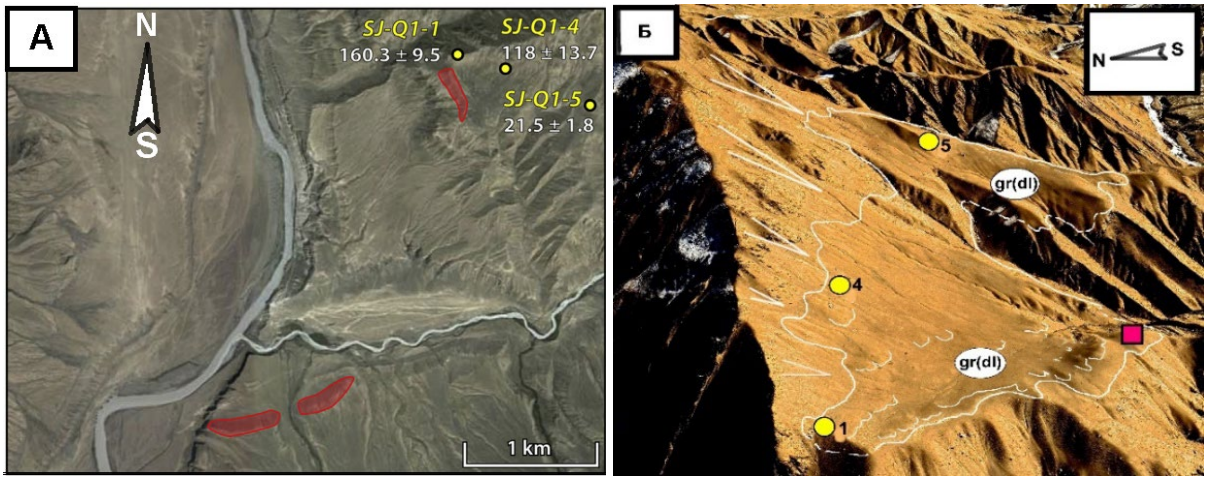


Рис. 20. Оди н из участков палеогляциологических обследований в бас. р. Сары-Джаз – в приустьевой части р. Каинды (приток р. Сары-Джаз).

А) – картосхема, составленная авторами той статьи с обозначением мест отбора проб на датирование морен по ^{10}Be и ^{26}AL. Их абсолютные высоты – 2881, 2845 и 2867 м (соответственно). Красные ареалы – это, по их понятиям, *маргинальные плейстоценовые морены.* Цифрами обозначены номера проб и полученные датировки в тыс. лет.

Б) – картосхема на основе космофотоснимка, построенная автором данной статьи. Желтыми кружками показаны номера проб на датирование и их местоположения. Розовым квадратиком показано место нахождения обнажения (см. рис. В), из которого автором была взята проба отложений на степень глинистости и окисно-закисный коэффициент (проба – в работе). На фоторисунке показаны деляпсивные гравитационные отложения (оползневые массы), не сполна разгрузившиеся со смежного склона, что хорошо видно по флюидоподобным валам этого морфолитологического образования. Стрелками показаны направление и область срыва разгрузившихся склоновых отложений, образовавших оползень. Сильная заглинизированность этих отложений, буроцветность их мелкозема, остроугольные обломки, глинисто-пылеватые налипы на всех их гранях и петрографический состав обломков пород, соответствующий петрографической провинции смежного склона, подтверждают оползневой генезис их субстрата. Одновысотность мест отбора проб на датирование и столь большой разброс датировок (от 21 до 160 тыс. лет) в совокупности с явным не гляциальным, а оползневым генезисом этого морфолитологического образования свидетельствуют, во-первых, о «бестолковости» этих датировок в палеогляциологическом плане; во-вторых, - о непригодности примененных методов датирования морен. На рис. 21 показано обнажение оползневых масс, показанных на рис. 20.

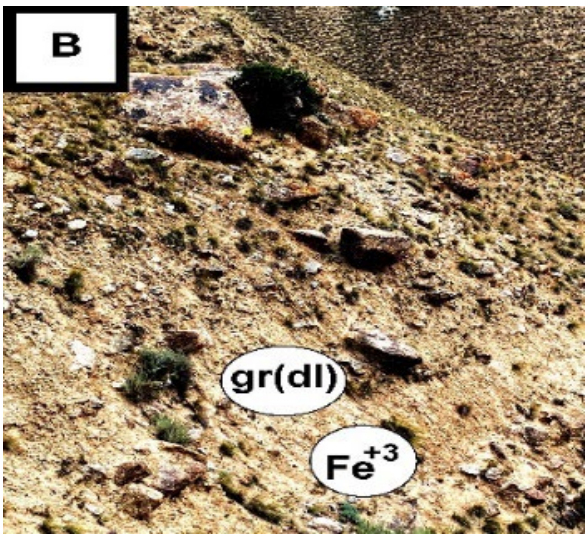


Рис. 21. Обнажение оползневых масс, показанных на рис. 21. Его локация: 41°58'17.8" с.ш; 79°06'26.8"в.д.

Такая же ситуация и в остальных 3-х местах из 4-х в бассейне р. Сары-Джаз, где авторы своей статьи выполняли палеогляциологические исследования и датировали не истинные плейстоценовые морены, а псевдоморены в виде отложений gr(dl) и gr(dl)/glPs. Кроме неопределенности нуль-момента на результаты датирования морен методами космических изотопов негативно сказываются такие факторы, как десквамация обломков, находящихся на субстратах морен, наличие на их поверхностях окисно-марганцевых пленок (т.н. пустынный загар) и лишайников, плюс к тому – неучтенный фактор заснеженности обломков зимой как в настоящее, так и в палеовремя. Для примера на рис. 22 показана поверхность одного из камней, принятых за эрратические валуны, по которым датировали морены в бассейне р. Сары-Джаз.



Рис. 22. Поверхность камня, с которого была взята проба на датирование по ^{10}Be и ^{26}Al. Свежий скол на фоне линейки – это место отбора пробы на датирование.

В последнее время в научных статьях засветились сведения о разрабатываемых учеными нового, выдаваемого ими за прогрессивный OSL-метод определения возраста датируемых литогенных субстратов по обломкам горных пород. Однако этот метод является глубоко экспериментальным, и опыта его применения для датирования морен еще нет.

Проблему датирования морен радиоуглеродным методом по автохтонной органике, необходимой для получения надежных датировок, можно считать решенной на основании

разработанного автором способа извлечения из моренных отложений специфической тонкодисперсной органики, рассеянной в их мелкоземе. ***Автохтонность*** этой органики и её сингенетичность самим моренам, способы её извлечения из морен и уже полученные валидные датировки подробно изложены в авторских работах [*Шатравин, 2007; Шатравин, 2017; Шатравин, 2025]*. Датирование морен по этой органике позволяет достаточно надежно определять возрасты морен в пределах возможностей радиоуглеродного метода датирования. Однако датирование плейстоценовых морен, возрасты которых запредельные для радиоуглеродного метода, в силу вышесказанного оказалось проблемным. Другими словами, плейстоценовые морены нечем датировать. Поэтому получаемые исследователями датировки морен вышеуказанными физическими методами в совокупности с неверной генетической идентификацией датируемых субстратов приводят к сложностям и неразрешимым противоречиям в четвертичной геологии и палеогляциологии.

О климатолитах и климатохронах четвертичного периода и некорректности их привязки к изотопно-кислородной шкале. Охарактеризованные выше истинные морены и пространственно развитые деляпсивные гравитационные морфолитологические образования в виде псевдоморен, а также – аллювиально-пролювиальные отложения геохимической фации окисного и закисного железа хорошо выражены в сводном стратиграфическом разрезе горных стран Евразии (что автором установлено на примере Тянь-Шаня, Памира и Кавказа). В связи с этим они являются надежными свидетелями соответствующих климатохронов четвертичного периода (включая голоцен, неоплейстоцен и эоплейстцен, согласно Общей стратиграфической шкале четвертичной системы). В контексте этого голоценовые и плейстоценовые морены соответствуют криохронам, а пространственно развитые деляпсивные гравитационные морфолитологические образования в виде псевдоморен и аллювиально-пролювиальные отложения геохимической фации окисного железа - термохронам. Ниже приводится сравнительный анализ соответствия вышеуказанных климатохронов изотопно-кислородной шкале.

Приведенная на рис. 18 схема стратиграфического сочленения пространственно развитых деляпсивных гравитационных отложений эпохи массового гравитационного литогенеза с моренами позднего плейстоцена и голоцена и полученные автором радиоуглеродные датировки окончания плейстоценового и начала голоценового оледенений, а также – установленная однократность плейстоценового оледенения и приуроченность его к позднему плейстоцену свидетельствуют о некорректности традиционно выполняемой привязки ледниковых и межледниковых событий к изотопно-кислородной шкале. Так, например, палеогляциологическая картина, построенная на основе изотопно-кислородной кривой (рис. 23), идет в разрез со следующими приведенными в данной статье закономерностями: во-первых, - с закономерностью распада плейстоценового и голоценового оледенений; во-вторых, - с закономерностью стратиграфического сочленения пространственно развитых деляпсивных гравитационных отложений с моренами позднего плейстоцена и голоцена (см. рис. 18), и в третьих, - с однократностью плейстоценового оледенения в горах Евразии и приуроченностью его к позднему плейстоцену (*согласно Общей стратиграфической шкале четвертичной системы, - к позднему неоплейстоцену*).

На изотопно-кислородной кривой не отражено голоценовое оледенение, которое, как установлено автором для Тянь-Шаня и Памира, имело максимум своего развития 13300 л.н. Вместо этого на этой кривой показано межледниковье. Вышеуказанная эпоха массового гравитационного литогенеза была в интервале времени приблизительно от 25 до 13 тыс. лет, что, безусловно, свидетельствует о глубоком межледниковье, а на изотопной кривой для этого времени показано ледниковье с пиком его развития приблизительно 20 тыс. л.н. На изотопно-кислородной кривой к интервалу времени от 75 до 128 тыс. лет приурочена длительная и глубокая (судя по графику на рис. 23) эпоха

межледниковья, а полученные результаты автора статьи свидетельствуют о том, что к этому времени приурочена максимальная стадия позднеплейстоценового оледенения. И наконец, на изотопно-кислородной кривой в интервале времени от 128 до 570 тыс. лет (а это практически вся палеомагнитная эпоха Брюнес) показана серия чередующихся ледниковых и межледниковых условий. Однако вышеприведенные результаты исследований автора убедительно показали, что в этом диапазоне времени и вплоть до начала четвертичного периода в горах Евразии вообще не было оледенений [*Шатравин, 2007; Шатравин, 2017; Шатравин, 2025*].

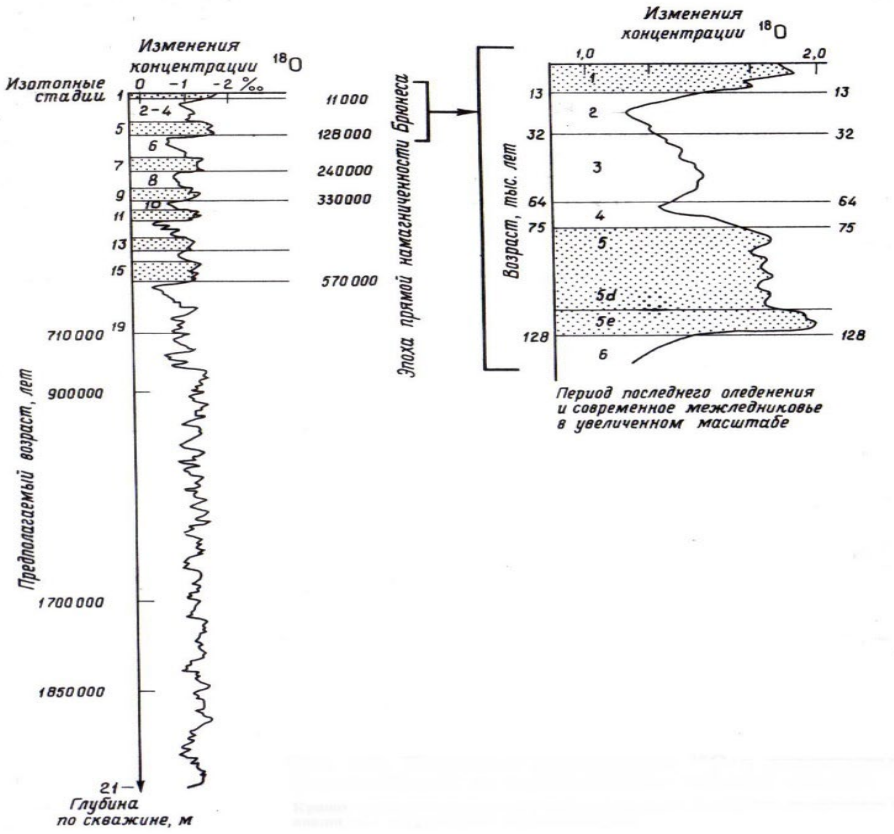


Рис. 23. Изменения концентрации ^{18}O в планктонных фораминиферах из глубоководных морских осадков. Крапом помечены интервалы с межледниковыми условиями, выделенные по аналогии с современным межледниковьем (взято из [*Джон, 1982*]).

Заключение. Установленные автором и раскрытые в данной статье причины сложностей и противоречий в четвертичной геологии и палеогляциологии горных стран с демонстрацией их на конкретных объектах изучения в горах Тянь-Шаня, Памира и Кавказа представляются достаточно аргументированными. Наглядной является и показанная в статье некорректность привязки их климатохронов к изотопно-кислородной шкале. Последнее идет в унисон с критикой изотопно-кислородного метода в климатостратиграфии, сделанной Д. Боуэном, автором фундаментального научного труда по четвертичной геологии [*Боуэн, 1981*]. Для наглядности - его цитата (дословно): «В настоящее время невозможно сделать дальнейшие обобщения. Нельзя также точно охарактеризовать какую-либо данную стадию в климатическом отношении. Нельзя для какой-либо местности перевести изотопные данные в климатические параметры. Отсюда постоянные трудности, которые встречают попытки сопоставить климатические эпизоды на континентах со стадиями, выявленными по изотопам кислорода в океанах».

Вышеуказанные основные причины сложностей и противоречий в четвертичной геологии и палеогляциологии в совокупности с некорректной привязкой климатохронов

горных стран к изотопно-кислородной шкале подкрепляют сделанный ранее автором статьи вывод о том, что эти научные дисциплины оказались в тупике [*Шатравин, 2014*].

Приведенные в данной статье результаты (и даже в большем их объеме) исследований автора в области климатостратиграфии четвертичного периода в горных странах могли быть дважды представлены в докладах на высших научных форумах России по тематике четвертичной геологии – на несостоявшемся из-за пандемии ковида XI Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода в Краснодаре (2020 г.) и на таком же совещании проходившем, в Санкт-Петербурге в сентябре 2025 года. Однако в обоих случаях из-за ***деструктивной*** критики некоторых организаторов этих совещаний из числа отечественных ученых-тяжеловесов в области четвертичной геологии представленные автором доклады были отклонены в связи с якобы несоответствием их тематике совещаний.

Морены горных стран – это стопроцентные свидетельства ледниковых эпох, а не те промилле вариаций содержания ^{18}O на изотопно-кислородной шкале [*Джон, 1982; Боуэн, 1981*], по которым выделяют ледниковые и межледниковые эпохи. Как показано в данной статье, в климатостратиграфии четвертичного периода главное – это надежно отличать истинные морены от псевдоморен в горных странах и тематически грамотно выполнять их корреляцию с другими генетическим типами четвертичных отложений, а также – исключить иллюзию о том, что традиционно применяемые физические методы датирования морен позволяют получать валидные датировки.

Поднятая В.И. Астаховым на щит изотопно-кислородная шкала в качестве общепринятого глобального базиса климатостратиграфии квартера в его монографии Четвертичная геология суши [*Астахов, 2012*], представленной читателям как ***современный*** учебник по четвертичной геологии, совершенно лишена критики. И это несмотря на то, что при изотопно-кислородном изучении донных океанических осадков имеет место как минимум шесть главных источников погрешностей [*Боуэн, 1981*], которые невозможно исключить. Кроме того, в этом учебнике совершенно не развита четвертично-геологическая тематика горных стран, и это при том, что именно в горных странах находятся наиболее информативные объекты изучения четвертичной геологии и палеогляциологии. Нет в нем критического анализа и традиционно применяемых физических методов датирования морен и полученных датировок. В связи с этим этот учебник будет только глубже загонять в тупик четвертичную геологию и палеогляциологию.

Автором было установлено, что раскрытая в данной статье закономерность гляциального и деляпсивного типа гравитационного литогенеза с образованием, соответственно, морен и псевдоморен проявляется не только в Тянь-Шане и на Памире, но и на Кавказе и Алтае, в Гималаях и Андах, где он выполнял свои исследования. Поэтому такую закономерность можно признать трансконтинентальной. В связи с этим псевдоморены развиты и в других горах на территории России, включая и Субарктику, в частности, в Приполярном Урале. Это следует иметь в виду при картировании четвертичных отложений и рельефа в горах этого региона.

Автор будет благодарен читателям и его оппонентам за ***конструктивную*** критику представленных в данной статье результатов его исследований, однако не из их кабинетов, а на изученных автором и приведенных в данной статье ключевых объектах Тянь-Шаня и Памира.

ЛИТЕРАТУРА

Агатова А.Р., Девяткин Е.В., Высоцкий Е.М., Скобельцын Г.А., Непоп Р.К. Результаты применения ТЛ-метода для датирования ледниковых отложений разреза Чаган (Юго-Восточный Алтай) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы

исследования. Материалы XXVIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Новосибирск: ИГ СО РАН, 2004. С. 9-11.

Астахов В.И. Четвертичная геология суши. Санкт-Петербургский государственный университет, 2020. 445 с.

Боуэн Д. Четвертичная геология. М.: Мир, 1981. 272 с.

Джон Б., Дербишир Э., Янг Г. Зимы нашей планеты. Москва: Мир, 1982. 233 с.

Качаганов Ш.К., Сыдыков Дж. Древнее оледенение бассейна р. Чон-Ак-Суу // Динамика и режим современного и древнего оледенения Тянь-Шаня, Фрунзе, 1977. С. 62-77.

Максимов Е.В., Михайлов Н.Н., Козырева М.Г., Свистунов Е.Е. Конечные морены и радиоуглеродный возраст почв Тянь-Шаня, Южного Алтая и Саура // Вестн. ЛГУ. Серия 7. География. 1987. Вып. 1. № 7. С. 28-38.

Мельникова А.П. История развития оледенения // Ледовые ресурсы Центрального Тянь-Шаня. Бишкек: Илим, 1991. С. 40-49.

Минина Е.А., Борисов Б.А. Стратиграфия четвертичных отложений Восточного Памира и Алайской долины // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. 1978. Т.297. С. 76–79.

Соломина О.Н. Горное оледенение Евразии в голоцене. М.. Науч. мир, 1999. 263 с.

Соломина О.Н., Калугин И.А., Александрин М.Ю., Бушуева И.С., Дарин А.В., Долгова Е.А., Жомелли В., Иванов М.Н., Мацковский В.В. Бурение осадков оз. Каракель (долина р. Теберда) и перспективы реконструкции истории оледенения и климата голоцена на Кавказе // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 102-111. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-102-111

Шатравин В. И. Реконструкция плейстоценового и голоценового оледенений Тянь-Шаня с новых исходных позиций // Климат, ледники и озера: путешествие в прошлое. Бишкек. Илим, 2007. С. 26-46.

Шатравин В.И. О тупиковой ситуации в четвертичной геологии и палеогляциологии и как из нее выйти // Материалы Международной конференции «Дистанционные и наземные исследования Земли в Центральной Азии», проведенной в ЦАИИЗ. Бишкек, Кыргызстан, 8-9 сентября, 2014. С. 234-241.

Шатравин В.И. Стратиграфическое расчленение квартера и картографирование четвертичных отложений орогенных областей Центральной Азии с новых исходных позиций // Сборник докладов: "Развитие наук о Земле в Кыргызстане: состояние, проблемы и перспективы". Материалы международной конференции, посвященной 100-летнему юбилею академика М.М.Адышева. Изд. НАН КР, Бишкек 2015. С. 383-390.

Шатравин В.И. Фациально-литологическая типизация основных генетических генераций четвертичных отложений высокогорных зон // Геология кайнозоя и сейсмотектоника Тянь-Шаня. Бишкек, 1994а. С. 3-15.

Шатравин В.И. Основные закономерности гляциального и гравитационного типов литогенеза горных районов // Геология кайнозоя и сейсмотектоника Тянь-Шаня. Бишкек, 1994б. С. 15-26.

Шатравин В.И. Биогеохимическая роль ледниковой органики в гляциальном литогенезе на примере морено- ледниковых комплексов центральной Азии. // Органическое вещество и биогенные элементы во внутренних водоемах и морских водах: труды VI Всероссийского симпозиума с международным участием. (28 августа-1 сентября 2017 г, Барнаул). С. 273-280.

Шатравин В.И. Радиоуглеродное датирование морен по рассеянной органике // Климат, ледники и озера: путешествие в прошлое. Бишкек. Илим, 2007. С.74-92.

Шатравин В.И. Крупнейшие обвалы Заалайского хребта и их радиоуглеродный возраст. Актуальные проблемы геологии и географии Тянь-Шаня и сопредельных территорий. // Сборник докладов международной конференции, посвященной 100-летнему юбилею В.Г. Королева. Бишкек, Институт геологии, 2020. С. 478-496.

Шатравин В.И. Закономерность распада оледенения Центральной Азии в голоцене и его долгосрочный прогноз. // Сборник научных статей по материалам VII Международной научно-практической конференции. Издательство «НИЦ Вестник науки». Уфа 2025. С. 234-260.

Шатравин В.И. Корреляция четвертичных отложений горных стран с основными палеогляциологическими событиями плейстоцена и голоцена // Сборник докладов XVIII Геологического съезда Республики Коми 10-12 апреля 2024. С. 173-176.

Koppes M. Gillespie A.R., Burke R.M., Thompson S.C., Stone J. Late Quaternary glaciation in the Kyrgyz Tien Shan // Quaternary Science Reviews. 2008. Vol. 27. Is. 7-8. P. 846–866. doi: 10.1016/j.quascirev.2008.01.009

Lifton N., Beel C., Hättestrand C., Kassab C., Rogozhina I. et al. Constraints on the late Quaternary glacial history of the Inylchek and Sary-Dzaz valleys from in situ cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al, eastern Kyrgyz Tian Shan // Quaternary Science Reviews. 2014. Vol. 101. P. 77-90. doi: 10.1016/j.quascirev.2014.06.032

Narama C., Kondo R., Tsukamoto S., Kajiura T., Ormukov C., Abdrakhmatov K. OSL dating of glacial deposits during the Last Glacial in the Terskey-Alatoo Range, Kyrgyz Republic // Quaternary Geochronology. 2007. Vol. 2. Is. 1-4. P. 249–254. doi: 10.1016/j.quageo.2006.06.007

Narama C., Kondo R., Tsukamoto S., Kajiura T., Duishonakunov M., Abdrakhmatov K. Timing of glacier expansion during the Last Glacial in the inner Tien Shan, Kyrgyz Republic by OSL dating // Quaternary International. 2009. Vol. 199. Is. 2. P. 147-156. doi: 10.1016/j.quaint.2008.04.010

Zech R. A Late Pleistocene glacial chronology from the Kitschi-Kurumdu Valley, Tien Shan (Kyrgyzstan), based on 10Be surface exposure dating // Quaternary Research. 2012. Vol. 77. Is. 2. P. 281-288. doi: 10.1016/j.yqres.2011.11.008

MAIN REASONS OF DIFFICULTIES AND CONTRADICTIONS IN CLIMATOSTRATIGRAPHY AND PALEOGLACIOLOGY OF THE QUATERNARY PERIOD OF MOUNTAIN COUNTRIES AND INCORRECTNESS OF THEIR CLIMATOKHRONES ATTACHMENT TO THE ISOTOPE-OXYGEN SCALE

V.I. Shatravin

Tien Shan High-Mountain Scientific Center under Institute of Water Problems and Hydropower of the National Academy of Sciences, Bishkek, Kyrgyzstan

The article reveals the main causes of difficulties and contradictions that researchers face in mountainous countries when conducting climatostratigraphic studies and paleoglaciological reconstructions of the Quaternary period. Two main reasons are shown on specific study sites in the Tien Shan, Pamir, and Caucasus mountains. 1) – in the mountains, researchers mistakenly take pseudomoraines (otherwise, false moraines, which are only morphologically similar to moraines, but their true genesis is not glacial, but gravitational, and they are in the form of landslides or rockfalls) for Pleistocene moraines. 2) – the inaccuracy of the moraines' dates, which researchers use in climatostratigraphic constructions and paleoglaciological reconstructions. It has been shown that dating pseudomoraines, which are mistaken for moraines, leads to additional confusion in geology and paleoglaciology.The article presents reliable genetic characteristics of moraines and pseudomoraines obtained by the author (including quantitative indicators such as granulometric and geochemical data). It clearly demonstrates, using specific examples, that traditional methods of physical dating of moraines are unsuitable for reliably determining their ages. The author describes a method for extracting autochthonous dispersed organic matter from moraines, which allows for reliable radiocarbon dating of moraines. Based on the results obtained, it is concluded that the traditional assignment of climatic chronology of the Quaternary period of mountainous countries to the isotope-oxygen scale is incorrect. As a result of all this, the path of Quaternary geology and paleoglaciology is leading to a dead end.

Keywords: *Quaternary period, climatic stratigraphy, paleoglaciology, moraines, pseudomoraines, dating of moraines, correlations*

REFERENCES:

Agatova A.R., Devyatkin E.V., Vysotsky E.M., Skobeltsyn G.A., Nepop R.K. Results of applying the TL method to dating glacial deposits of the Chagan section (Southeastern Altai) // Relief-forming processes: theory, practice, research methods. Proceedings of the XXVIII Plenum of the Geomorphological Commission of the Russian Academy of Sciences. Novosibirsk: IG SB RAS, 2004. P. 9-11. (in Russian)

Astakhov V.I. Quaternary geology of land. St. Petersburg State University, 2020. 445 p. (in Russian)

Bowen D. Quaternary geology. Moscow: Mir, 1981. 272 p. (in Russian)

John B., Derbyshire E., Young G. Winters of our planet. Moscow: Mir, 1982. 233 p. (in Russian)

Kachaganov Sh.K., Sydykov D. Ancient glaciation of the Chon-Ak-Suu River basin // Dynamics and regime of modern and ancient glaciation of the Tien Shan, Frunze, 1977. P. 62-77. (in Russian)

Maksimov E.V., Mikhailov N.N., Kozyreva M.G., Svistunov E.E. Terminal moraines and radiocarbon age of soils of the Tien Shan, Southern Altai and Saur // Vestnik Leningrad State University. Series 7. Geography. 1987. Issue 1. No. 7. P. 28-38. (in Russian)

Melnikova A.P. History of glaciation development // Ice resources of the Central Tien Shan. Bishkek: Ilim, 1991. P. 40-49. (in Russian)

Minina E.A., Borisov B.A. Stratigraphy of Quaternary Deposits of the Eastern Pamirs and the Alay Valley // Trudy VSEGEI. New Series. 1978. Vol. 297. P. 76–79. (in Russian)

Solomina O.N. Mountain Glaciation of Eurasia in the Holocene. Moscow: Nauch. Mir, 1999. 263 p. (in Russian)

Solomina O.N., Kalugin I.A., Aleksandrin M.Yu., Bushueva I.S., Darin A.V., Dolgova E.A., Zhomeli V., Ivanov M.N., Matskovsky V.V. Sediment Drilling of Lake Karakel (Teberda River Valley) and Prospects for Reconstructing the History of Glaciation and Climate in the Holocene in the Caucasus // Ice and Snow. 2013. No. 2 (122). P. 102–111. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-102-111 (in Russian)

Shatravin V.I. Reconstruction of the Pleistocene and Holocene Glaciations of the Tien Shan from New Starting Points // Climate, Glaciers, and Lakes: A Journey into the Past. Bishkek. Ilim, 2007. P. 26-46. (in Russian)

Shatravin V.I. On the Deadlock in Quaternary Geology and Paleoglaciology and How to Break It // Proceedings of the International Conference "Remote and Ground-Based Research of the Earth in Central Asia," held at CAIAG. Bishkek, Kyrgyzstan, September 8-9, 2014. P. 234-241. (in Russian)

Shatravin V.I. Stratigraphic subdivision of the Quaternary and mapping of Quaternary deposits in the orogenic regions of Central Asia from new starting positions // Collection of papers: "Development of Earth Sciences in Kyrgyzstan: Status, Problems, and Prospects". Proceedings of the international conference dedicated to the 100th anniversary of Academician M.M. Adyshev. Publ. NAS KR, Bishkek 2015. P. 383-390. (in Russian)

Shatravin V.I. Facies-lithological typification of the main genetic generations of Quaternary deposits in high-mountain zones // Cenozoic Geology and Seismotectonics of the Tien Shan. Bishkek, 1994a. P. 3-15. (in Russian)

Shatravin V.I. Main patterns of glacial and gravitational types of lithogenesis in mountainous regions // Cenozoic Geology and Seismotectonics of the Tien Shan. Bishkek, 1994b. P. 15-26. (in Russian)

Shatravin V.I. Biogeochemical role of glacial organic matter in glacial lithogenesis: example of moraine-glacial complexes of Central Asia. // Organic matter and biogenic elements in inland waters and sea waters: Proceedings of the VI All-Russian symposium with international participation. (August 28 - September 1, 2017, Barnaul). P. 273-280. (in Russian)

Shatravin V.I. Radiocarbon dating of moraines based on dispersed organic matter // Climate, glaciers and lakes: a journey into the past. Bishkek. Ilim, 2007. P. 74-92. (in Russian)

Shatravin V.I. Largest rockfalls of the Trans-Alay ridge and their radiocarbon age. Actual problems of geology and geography of the Tien Shan and adjacent territories. // Proceedings of the international conference dedicated to the 100th anniversary of V.G. Korolev. Bishkek, Institute of Geology, 2020. P. 478-496. (in Russian)

Shatravin V.I. Patterns of glaciation decay in Central Asia in the Holocene and its long-term forecast. // Collection of scientific articles based on the materials of the VII International Scientific and Practical Conference. Publishing House "NITs Vestnik Nauki". Ufa 2025. P. 234-260. (in Russian)

Shatravin V.I. Correlation of Quaternary deposits of highland countries with the main paleoglaciological events of the Pleistocene and Holocene // Proceedings of the XVIII Geological Congress of the Komi Republic, April 10-12, 2024. P. 173-176. (in Russian)

Koppes M. Gillespie A.R., Burke R.M., Thompson S.C., Stone J. Late Quaternary glaciation in the Kyrgyz Tien Shan // Quaternary Science Reviews. 2008. Vol. 27. Is. 7-8. P. 846–866. doi: 10.1016/j.quascirev.2008.01.009

Lifton N., Beel C., Hättestrand C., Kassab C., Rogozhina I. et al. Constraints on the late Quaternary glacial history of the Inylchek and Sary-Dzaz valleys from in situ cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al, eastern Kyrgyz Tian Shan // Quaternary Science Reviews. 2014. Vol. 101. P. 77-90. doi: 10.1016/j.quascirev.2014.06.032

Narama C., Kondo R., Tsukamoto S., Kajiura T., Ormukov C., Abdrakhmatov K. OSL dating of glacial deposits during the Last Glacial in the Terskey-Alatoo Range, Kyrgyz Republic // Quaternary Geochronology. 2007. Vol. 2. Is. 1-4. P. 249–254. doi: 10.1016/j.quageo.2006.06.007

Narama C., Kondo R., Tsukamoto S., Kajiura T., Duishonakunov M., Abdrakhmatov K. Timing of glacier expansion during the Last Glacial in the inner Tien Shan, Kyrgyz Republic by OSL dating // Quaternary International. 2009. Vol. 199. Is. 2. P. 147-156. doi: 10.1016/j.quaint.2008.04.010

Zech R. A Late Pleistocene glacial chronology from the Kitschi-Kurumdu Valley, Tien Shan (Kyrgyzstan), based on 10Be surface exposure dating // Quaternary Research. 2012. Vol. 77. Is. 2. P. 281-288. doi: 10.1016/j.yqres.2011.11.008

Научное электронное издание

РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ АРКТИКИ, СУБАРКТИКИ И СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Материалы ежегодной конференции
по результатам экспедиционных исследований

ВЫПУСК 12

11-12 декабря 2025 года

ААНИИ
ВНИИОкеангеология
РГО

Редактор – Е.А. Гусев

Издательство Федерального государственного бюджетного учреждения «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга» (ВНИИОкеанегология)

190021, Санкт-Петербург, Английский пр., 1 Тел. +7(812)714-40-42
e-mail: gus-evgeny@yandex.ru www.vniio.ru

Утверждено к публикации 10.12.2025