Вестник Московского университета

НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Основан в ноябре 1946 г.

Серия 5 **ГЕОГРАФИЯ**

№ 2 • 2020 • МАРТ–АПРЕЛЬ

Издательство Московского университета

Выходит один раз в два месяца

СОДЕРЖАНИЕ

Теория и методология

Александрова А.Ю. Изменения туристского геопространства в эпоху всеобщей мобильности 3

Болысов С.И., Неходцев В.А. Концепция субрельефа – рельефа подземных полостей 13

Горбаренко Е.В. Эмпирическая модель изменчивости компонентов радиационного баланса подстилающей поверхности 23

География и экология

Эдельштейн К.К., Гречушникова М.Г., Гончаров А.В. Влияние изменчивости погоды на биопродуктивность Можайского водохранилища 36

Гизатуллин А.Т., Алексеенко Н.А., Моисеева Н.А. Использование данных дистационного зондирования для предупреждения возгораний торфоразработок 45

Региональные исследования

Чучкалов А.С., Алексеев А.И. Эффект колеи в эволюции сельских населенных пунктов Республики Марий Эл 53

Аверкиева К.В. Участие горожан в развитии сельской местности: гостевые дома на Русском Севере 66

Тихоцкая И.С., Боратинский В.И. Типология городских зон занятости в Японии 73

Мороз Е.А., Зарайская Ю.А., Сухих Е.А., Соколов С.Ю., Ермаков А.В., Абрамова А.С. Рельеф и строение верхней части осадочного чехла в районе свода Федынского по акустическим данным 82

Солодянкина С.В., Знаменская Т.И., Вантеева Ю.В., Опекунова М.Ю. Экспериментальные исследования ветровой и водной эрозии в степных ландшафтах Приольхонья 92

Артамонов Ю.В., Скрипалева Е.А., Никольский Н.В. Внутригодовая изменчивость поля температуры в Арктическом бассейне 100

Краткие заметки

Слука Н.А., Кузовлев С.С. Современный образ Парижа в русскоязычном сегменте интернета 110

Агирречу А.А. Студенческие учебные практики в первые десятилетия кафедры экономической географии СССР географического факультета МГУ 115

УДК. 551.4; 551.4

Е.А. Мороз[1], Ю.А. Зарайская[2], Е.А. Сухих[3], С.Ю. Соколов[4], А.В. Ермаков[5], А.С. Абрамова[6]

РЕЛЬЕФ И СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В РАЙОНЕ СВОДА ФЕДЫНСКОГО ПО АКУСТИЧЕСКИМ ДАННЫМ

По результатам анализа и интерпретации детальных акустических данных, полученных в экспедиционных работах 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов» в 2011 году в южной части российского сектора Баренцевоморского шельфа, были выявлены основные генетические типы рельефа, а также определены мощности четвертичного осадочного чехла в пределах исследуемой территории. Установлено, что большую площадь дна рассматриваемого района занимают формы реликтового аэрального и субаэрального генезиса, которые представлены бороздами выпахивания и газовыми воронками. На акустических разрезах в Центральной впадине Баренцева моря выявлены погребенные русловые формы, предположительно входящие в водосборный бассейн Палеопечоры. Рассмотрены основные закономерности пространственного распределения различных типов мезо- и микрорельефа, а также их геоморфологическая приуроченность к дочетвертичным поверхностям выравнивания.

Ключевые слова: многолучевая батиметрия, сейсмоакустика, геоморфология Арктического шельфа, четвертичные отложения, палеодолины, газовые воронки, айсберговое выпахивание

Введение. Район исследований, центральную часть которого занимает свод Федынского, располагается в южном секторе Баренцевоморского шельфа к северу от Кольской седловины между Центрально-Баренцевской впадиной и бассейном Нордкап (рис. 1). Несмотря на высокую плотность геолого-геофизических исследований в данной части Баренцева моря, обусловленную в первую очередь разведкой и оценкой нефтегазоносного потенциала территории, особенности формирования рельефа и строения плиоцен-четвертичного осадочного чехла изучены лишь для отдельных районов. С августа по октябрь 2011 года в рамках программы «Плавучий Университет» (TTR – Training Through Research) кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых геологического факультета МГУ и Геологическим институтом РАН под эгидой ЮНЕСКО проводились морские экспедиционные геолого-геофизические работы 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов» (начальник рейса – канд. геол.-минерал. н. Г.Г. Ахманов) в Российском и Норвежском секторах южной части Баренцева моря. В результате этих работ были получены детальные данные многолучевой батиметрии и высокочастотного акустического профилирования, которые позволяют рассматривать геолого-геоморфологическое строение территории в существенно более крупном масштабе.

История геологического развития Баренцевоморского региона охватывает временной интервал от архей-протерозойского до настоящего времени. Определяющий вклад в формирование морфоструктурного плана Баренцевоморского шельфа внесли процессы рифтогенеза, определившие положение крупных осадочных бассейнов. Таковыми являются Восточно-Баренцевский мегапрогиб, Нордкапский прогиб, Медвежинский трог. Южная часть территории длительное время находилась в режиме морского осадконакопления и интенсивной эрозии подверглась лишь в неоген-четвертичное время, в результате чего была сформирована сеть речных палеодолин. Существенные перестройки рельефа происходили в плиоцен-четвертичный этап развития Баренцевоморского региона [Матишов, 1977], в ходе которого происходили масштабные неотектонические колебания положительного знака, которые стимулировали эрозионные процессы на возвышенностях и вынос теригенного материала во впадины.

Согласно работам [Ласточкин, 1977; Мусатов, 1998а] на территории Баренцевоморского шельфа в неоген-четвертичное время существовала разветвленная система палеорек различного масштаба. Основные речные долины наследовали положение отрицательных морфоструктур шельфа, представленных, в основном, рифтогенными прогибами и грабенами. В результате активной эрозии к позднеплейстоценовому ледниковому периоду Баренцевоморский шельф представлял собой эрозионно-денудационную равнину, сформированную на цокольном основании мезозойских пород.

[1] Геологический институт РАН, лаборатория геоморфологии и тектоники дна океанов, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail*: morozzea@gmail.com

[2] Геологический институт РАН, лаборатория геоморфологии и тектоники дна океанов, ст. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail*: geozar@yandex.ru

[3] Геологический институт РАН, лаборатория тепломассопереноса, науч. с.; *e-mail*: sukhikh_ea@mail.ru

[4] Геологический институт РАН, лаборатория геоморфологии и тектоники дна океанов, зав. лабораторией, канд. физ.-матем. н.; *e-mail*: sysokolov@yandex.ru

[5] Геологический институт РАН, лаборатория тепломассопереноса, науч. с.; *e-mail*: a.v.ermakov@gmail.com

[6] Геологический институт РАН, лаборатория геоморфологии и тектоники дна океанов, мл. науч. с.; *e-mail*: abramanastas@gmail.com

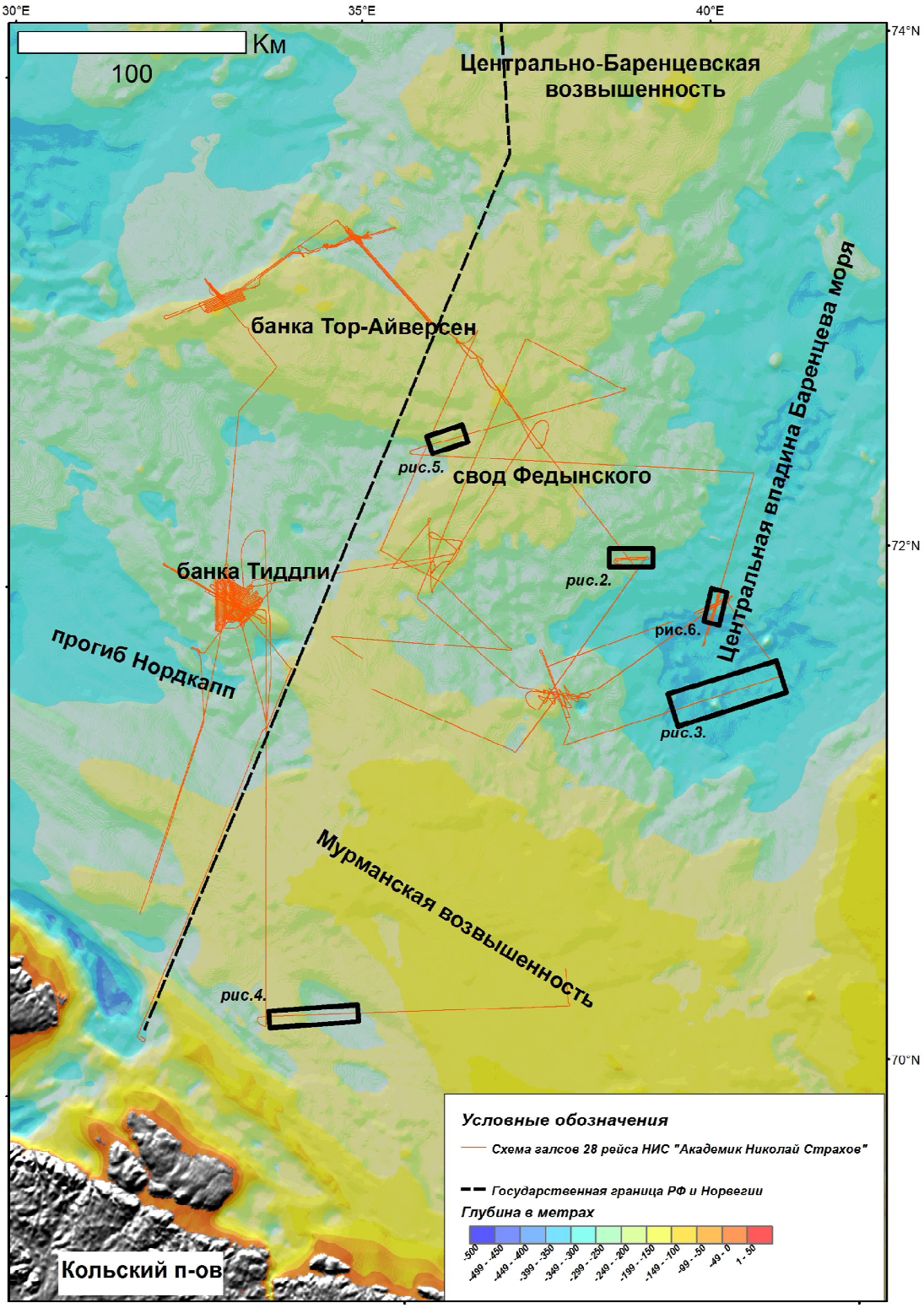

Рис. 1. Общая схема района исследований. Батиметрия по данным IBCAO V3

Fig.1. General scheme of the area of investigations. Bathymetry based on IBCAO V3 DTM

Широкое распространение форм ледникового рельефа на шельфе Баренцева моря позволяет предполагать, что существенное влияние на морфологический облик территории оказали оледенения среднего и позднего плейстоцена [Svendsen et al., 2004; Newton, Huus, 2017; Миронюк, Иванова, 2018]. В период отступания валдайского ледника, который протекал практически синхронно с морской трансгрессией [Яшин, 2000] в позднем плейстоцене-голоцене, на освободившейся ото льда поверхности дна Баренцевоморского шельфа процессами айсберговой экзарации был сформирован

комплекс рельефа борозд выпахивания и сопряженных с ними форм.

Ведущая роль в переработке рельефа шельфа в послеледниковое время отводится процессам сфокусированного подъема флюидов к поверхности дна, приводящим к образованию кратерообразных воронок – покмарок («pockmarks») различного масштаба и геометрии [Judd, Hovland, 2007]. Подобные формы широко распространены преимущественно в южной и центральной частях Баренцева моря, где дислоцированы мощные толщи мезозойских осадочных комплексов [Государственная …, 2004] и приуроченные к ним крупные резервуары углеводородов. Таким образом, в результате взаимодействия разнонаправленных геолого-геоморфологических процессов в южной части Баренцева моря были сформированы комплексы рельефа различного генезиса и возраста, имеющие выражение в современном рельефе дна.

Материалы и методы исследования. Анализ батиметрии района исследований производился в работе по данным цифровой модели рельефа (ЦМР) IBCAO V3 [Jacobsen et al., 2012] и материалам детальной многолучевой съемки, выполненной в рамках научной программы 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов (2011). Многолучевая батиметрическая съемка производилась на эхолотах Reson Seabat 8111/7150 с частотами 100 кГц/12 кГц. Для изучения строения верхней части разреза использовался непараметрический профилограф Edgetech 3300 с частотно-модулированным сигналом типа CHIRP в диапазоне частот 2–6 кГц и длительностью импульса 40 мс, а также комплекс непрерывного сейсмического профилирования (НСП) СОНИК-4М с электроискровым излучателем типа «спаркер» с центральной частотой 800 Гц.

В процессе постобработки данных многолучевой батиметрии, которая производилась вручную в программном пакете PDS 2000, операторами удалялись шумы и значительные «отскоки» от общего поля точек, а также убирались краевые некондиционные лучи. Следует отметить, что для обработки не применялись автоматизированные фильтры, что позволяет говорить о высоком соответствии ЦМР рельефу дна изучаемого района.

Результаты исследований и их обсуждение. ***Общая характеристика рельефа и осадочного чехла.*** Рельеф дна Баренцева моря в районе исследований (см. рис. 1) представляет собой слабоволнистую морскую аккумулятивную равнину, осложненную структурно-обусловленными поднятиями и впадинами с амплитудами высот до 200 м. Максимальные глубины отмечаются в Центральной впадине Баренцева моря, где достигают 380 м. Наиболее приподняты вершинные поверхности свода Федынского, входящего в Центрально-Баренцевскую зону поднятий, расположенные на глубинах 180–190 м. Склоновые части поднятий и впадин характеризуются исключительно малыми значениями крутизны (до 2°). На западе исследуемой территории, в районе банки Тиддли и прогибе Нордкап в Норвежском секторе Баренцева моря, рельеф осложнен формами солянокупольной тектоники, которые в рамках данного исследования рассматриваться не будут.

Анализ верхней части осадочного чехла по акустическим данным показывает наличие маломощного «плаща» плейстоцен-голоценовых отложений залегающих с угловым несогласием на мезозойских породах [Мусатов, 1998б; Тарасов, 2015]. На профилях НСП породы мезозоя фиксируются по резкому изменению угла наклона отражающих горизонтов. Кровля мезозойских комплексов (верхнее региональное несогласие) на разрезах профилографа представляет собой четко выраженный, в ряде случаев прерывистый, рефлектор, ниже которого прохождение акустического сигнала не прослеживается. Малые до 2 м мощности плейстоценовых отложений обусловлены, по-видимому, тем, что в эпоху валдайского оледенения [Larsen, 2006] данный район находился вблизи центра оледенения. То есть поверхность дна была «законсервирована» под слоем малоподвижного льда, а отложение рыхлого материала происходило в период дегляциации. В пользу этого утверждения свидетельствует отсутствие выраженного ледникового аккумулятивно-денудационного рельефа. Повышенная мощность позднеплейстоцен-голоценовых осадков наблюдается в депрессиях рельефа, приуроченных к юго-западной части Центрально-Баренцевской впадины, где достигает 30–40 м.

Рельеф айсберговой экзарации. Свод Федынского – антиклинальное поднятие триасово-юрских пород, срезанных эрозией. Вершинная поверхность и склоны поднятия изрезаны многочисленными следами движения айсбергов, формирующих его ребристый мезо- и микрорельеф (рис. 2). Айсберговые борозды распространены в диапазоне глубин от 190 до 330 м. Наибольшая величина вреза борозд выпахивания достигает 8–9 м и закономерно отмечена на вершине свода Федынского, которая подвергалась наиболее интенсивному воздействию килевых частей айсбергов. В среднем глубина вреза айсберговых борозд составляет 3–4 м с тенденцией к уменьшению при движении вниз по склону. Направления айсберговой штриховки соответствуют преимущественно СЗ-С трендам, реже СВ.

Характер распределения осадочного чехла по сейсмоакустическим данным показывает, что на большей части поднятия свода Федынского формы рельефа ледовой экзарации развиты по тонкому слою акустически прозрачных, по-видимому, диамиктоновых отложений [Мурдмаа, Иванова, 1999; Крапивнер, 2018] мощностью до 10–12 м, или же вовсе прорезают мезозойские породы. Исключение составляет структурно-обусловленное локальное понижение на юго-западном фланге свода, заполненное акустически хорошо проницаемыми отложениями мощностью до 30 м.

Несмотря на дискуссионные вопросы, касающиеся границ распространения и мощности ледникового покрова, в позднем плейстоцене несомнен-

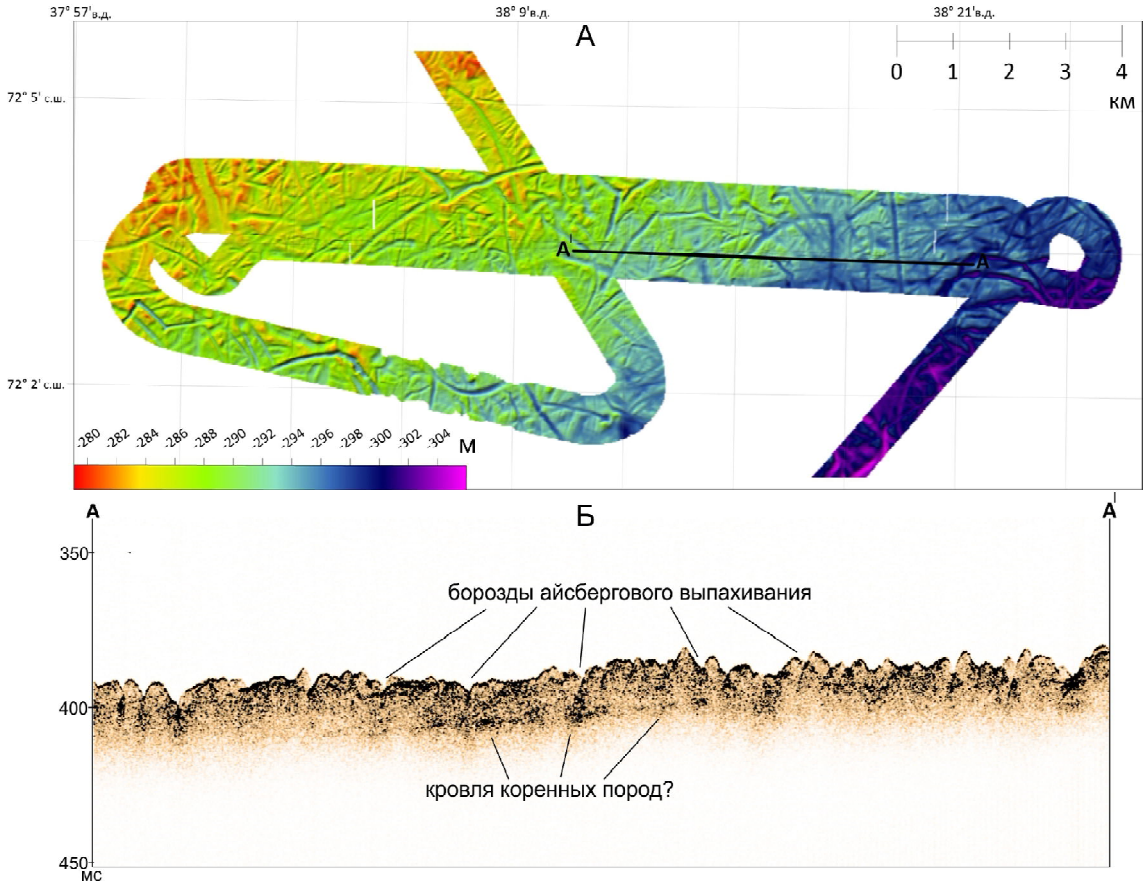

Рис. 2. Борозды айсбергового выпахивания на юго-восточной оконечности свода Федынского: А – данные многолучевого эхолота, Б – сейсмоакустический профиль (частота сигнала 2–6 кГц). Борозды прорезают маломощную толщу ледово-морских осадков, налегающую на докайнозойские породы (материалы 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

Fig.2. Iceberg scours at the south-eastern flank of the Fedynsky Rise. A – Multi-beam image, Б – seismoacoustic profile at 2–6 kHz. The scours are cut in thin glacio-marine sediments overlaying Mezozoic bedrocks (28 cruise R/V «Akademik Nikolaj Strakhov» dataset)

ным остается факт наличия реликтовых форм айсбергового выпахивания, распространенных на Баренцевоморском шельфе в среднем до глубин 280–290 м. Учитывая современные представления о границах и мощностях последнего ледникового (валдайского) оледенения [Landvik et al., 1998; Svendsen et al., 2004], в данной части Баренцевоморского шельфа можно предположить несколько сценариев развития рельефа в периоды дегляциации.

В первом случае предполагается, что исследуемая территория в последний ледниковый максимум (около 19–21 тыс. л. н.) находилась под мощным ледниковым покровом, который продвигался со стороны архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа и, возможно, соединялся с центром оледенения на Балтийском щите. В этом случае основная рельефообразующая деятельность проявлялась в краевых частях оледенения, где происходит наибольшая подвижность ледниковых масс, приводящая к образованию конечных моренных гряд, форм флювиогляциального генезиса и т. д. Близкие к центру оледенения районы Баренцевоморского шельфа были, по-видимому, «законсервированы» под стабильно лежащим на дне слоем льда. Свидетельством этого является отсутствие форм ледникового происхождения в районе свода Федынского и прилегающих территорий, которые подверглись значительному воздействию айсберговой денудации в периоды отступания ледникового покрова. Кроме того, нет явных признаков распространения в данной части шельфа типичных гляциальных отложений, подстилающих позднеплейстоцен-голоценовые морские илы или материал ледового разноса. Соответственно, при таком варианте развития событий предполагается, что активизиция айсберговой экзарации происходила на поздних стадиях дегляциации в морских условиях.

Второй сценарий развития событий предполагает, что рассматриваемый район находился не под ледниковым щитом, а на его периферии в свободной ото льда акватории Баренцева моря. Согласно данным, представленным в работе [Крапивнер, 2018], осадочные горизонты соответствующие сейсмокомплексам четвертичной части разреза формировались в условиях ледово-морского и морского осадконакопления. Учитывая тот факт, что выявленные нами на ЦМР формы айсбергового выпахивания выражены в рельефе дна и прорезают позднечетвертичные осадки, можно предполагать, что район свода Федынского находился на удале-

нии от ледникового покрова, который имел фрагментарный характер. В результате этого, айсберговая эрозия также в полной мере могла являться ведущим геоморфологическим процессом в южной части Баренцевоморского шельфа в ледниковое и послеледниковое время, обеспечивая латеральное перемещение значительной массы поверхностного слоя осадков.

Таким образом, реликтовый айсберговый рельеф свода Федынского, преобладающий на большей площади дна Баренцева моря, имеет возраст образования преимущественно не моложе поздневалдайского. В пользу этого утверждения указывает хорошая сохранность форм и практически полное отсутствие поздних рыхлых отложений, перекрывающих айсберговые борозды. Формы ледового выпахивания, расположенные на глубинах более 300 м, по-видимому, были погружены в результате нисходящих неотектонических движений в позднем плейстоцене, амплитуды которых оцениваются в 200 м [Мусатов, 1998б; Крапивнер, 2018].

Русловые формы. Район исследований в Центральной впадине Баренцева моря располагается к юго-западу от свода Федынского и представляет собой депрессию рельефа с максимальными отметками глубин до 377 м, установленных по данным многолучевой батиметрической съемки в рамках 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов». Впадина характеризуется наличием в ее центральной части крупного ложбинообразного понижения шириной до 30 км. В его пределах были выявлены формы рельефа, имеющие сходство с эрозионными (рис. 3). Ширина данных форм варьирует от 130–150 м до 350–400 м при глубине вреза от 3 до 5–6 м. Поперечный профиль большинства рассматриваемых форм корытообразный, с асимметрией бортов, обусловленной наличием террасовидной ступени.

Согласно цифровой модели IBCAO V3 [Jakobsson et al., 2012] и данным многолучевой батиметрии, полученным в ходе 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов», положение предполагаемых палеоэрозионных форм и маркирующих их каналов, выраженных в современном рельефе дна, соответствует наиболее глубоким частям Центральной впадины Баренцева моря.

Строение верхней части осадочного чехла, установленное по сейсмоакустическим данным, показывает наличие с поверхности дна хорошо стратифицированной толщи осадков мощностью до 35 м в пределах ложбиноподобной депрессии. По характеру акустической записи пачка осадков, выполняющая неровности в пределах ложбиноподобной депрессии без видимых поверхностных деформаций, представляет собой слоистые морские голоценовые осадки, установленные для Баренцева моря [Мурдмаа, Иванова, 1999; Тарасов, 2015]. Под подошвой голоценовых отложений, перекрывающих предполагаемые эрозионные формы, акустический сигнал профилографа не прослеживается. Разрез НСП показывает, что ниже развиты докайнозойские породы, фиксирующиеся по угловому несогласию. Таким образом, можно предполагать, что заложение палеоврезов происходило во временном интервале от неогена до среднего плейстоцена, когда территория Баренцевоморской плиты испытывала интенсивное неотектоническое воздымание [Мусатов, 1998].

В ряде случаев в бортах погребенных эрозионных форм наблюдается прерывистость рефлекторов в горизонтальном направлении, которая сопровождается потерей акустической яркости. Данный признак может говорить о наличии вертикальных неотектонических движений малой амплитуды по дизъюнктивным нарушениям сбросового типа, а также о присутствии газа в приповерхностной толще осадков. Соотношение батиметрических данных с сейсмоакустическими разрезами показывает унаследованность современного рельефа, наложенного на палеорусловые формы.

Дискуссионным является вопрос о первичном генезисе вышеупомянутых эрозионных форм, так как существуют предположения, что они могли быть сформированы не только классическими флювиальными (русловыми) процессами, но и в результате эрозионной деятельности подледных каналов в эпоху последнего ледникового максимума [Bjarnadottir et al., 2017]. Подледные каналы интерпретируются по данным многолучевой батиметрии и акустического профилирования в норвежском секторе Баренцева моря в Нордкапском прогибе и верховьях Медвежинского трога [Esteves et al., 2017]. По морфологическому облику большинство данных форм имеют классическую русловую морфологию с наличием излучин, меандров, притоков и других элементов речной долины. Исключением можно счи-

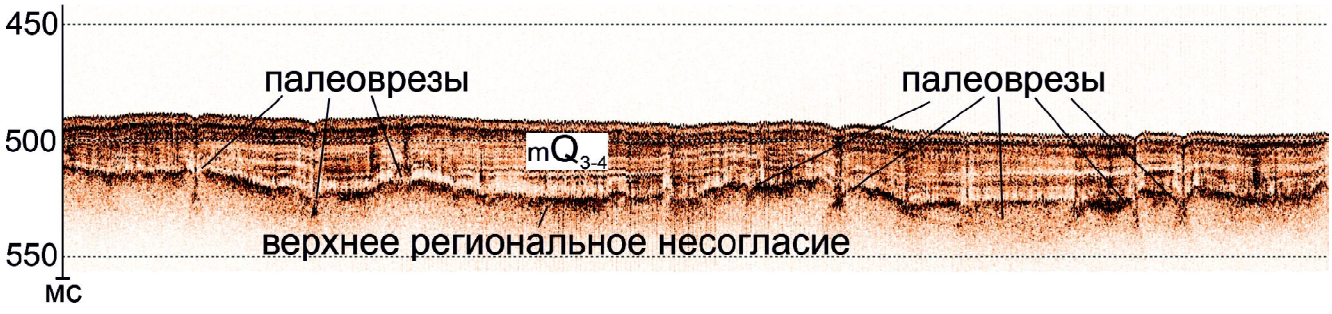

Рис. 3. Погребенные палеоврезы в Центральной впадине Баренцева моря по данным сейсмоакустического профилирования (материалы 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

Fig.3. Seismoacoustic profile across buried palaeo-valleys in the Central Barents Deep (28 cruise R/V «Akademik Nikolaj Strakhov» dataset)

тать врезы шириной до 50–100 м преимущественно линейной ориентировки, имеющие небольшую (до первых километров) протяженность. Небольшие каналы могут представлять собой лишь «недоразвитые» формы флювиального генезиса, затопленные морем. В связи с этим, однозначно говорить о флювиогляциальной природе вышеупомянутого рельефа не представляется возможным, однако, нельзя исключить и наложенный характер развития подледных каналов по сети палеодолин шельфа Баренцева моря.

Газовые воронки (покмарки). Обширные площади дна южной части Баренцева моря покрыты газовыми воронками (покмарками) кратерообразной изометричной формы развитыми в новейших отложениях шельфа [Chand et al., 2012]. Образование газовых воронок является ведущим геоморфологическим процессом на акватории внутреннего шельфа в позднечетвертичное время и, по-видимому, продолжается и сейчас. Процесс образования покмарок связан с фокусированным подъемом флюидов [Judd, Howland, 2007] (в основном метана) в верхнюю часть осадочного чехла, разуплотнением приповерхностных грунтов, приводящих к образованию кратерообразных форм. В ряде случаев данный процесс сопровождается выходом газа на дневную поверхность и внедрением его в водную толщу.

В пределах исследуемой территории покмарки встречаются практически повсеместно вне зависимости от глубины поверхности дна. По данным многолучевого эхолотирования и сонарной записи (backscatter) установлено, что наибольшая плотность газовых воронок приурочена к абсолютным глубинам поверхности дна более 180 м, а на глубинах более 250 м они зачастую формируют крупные поля различной площади и являются основным типом микрорельефа дна. По данным многолучевого эхолотирования 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов» выделяются как изометричные, так и продолговатые покмарки, по-видимому, образованные в результате слияния первых. Диаметр изометричных покмарок в пределах района исследований изменяется от первых метров до десятков метров, при глубине до 3–5 м.

На профиле, пересекающем неогеновую палеодолину (рис. 4), отмеченную на геологической карте масштаба 1:1 000 000, фиксируется увеличение количества и размера газовых воронок. Положению палеодолины соответствует понижение современного рельефа, выделяемое по батиметрии и сеймоакустическому профилированию. Днища палеодолин

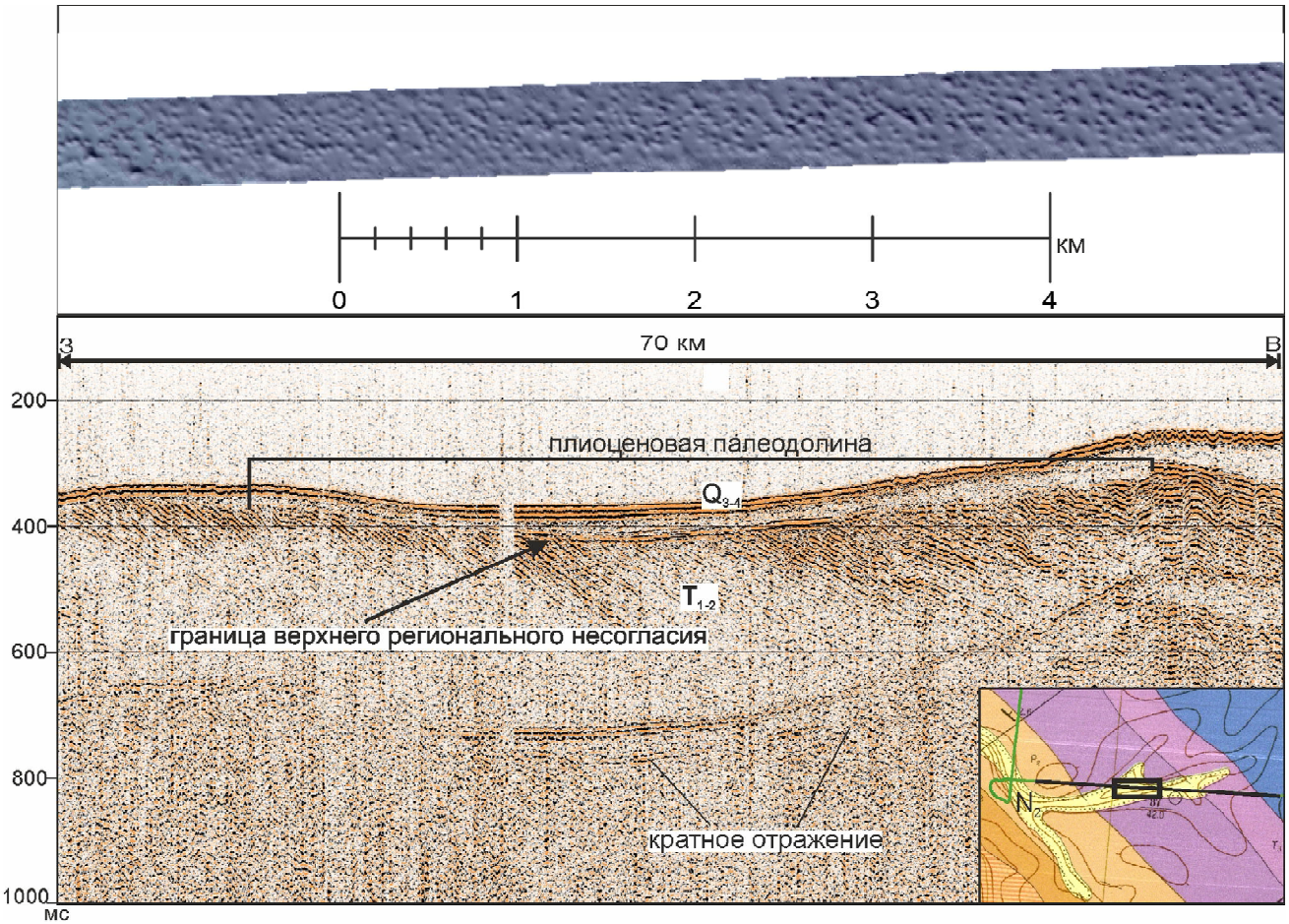

Рис. 4. Рельеф дна с многочисленными кратерами газовых воронок и сейсмический разрез через неогеновую палеодолину (материалы 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов»). На врезке фрагмент геологической карты с положением профиля

Fig. 4. Seafloor with numerous craters of pockmarks and seismoacoustic profile across a Pliocene palaeo-valley. (28 cruise R/V «Akademik Nikolaj Strakhov» dataset)

перекрыты акустически прозрачной, нестратифицированной толщей осадков мощностью до 35 м. В центральных частях понижений дна над палеодолиной формы газового просачивания являются преобладающими и, по-видимому, полностью замещают рельеф айсбергового генезиса, который проявляется при выходе на склоновые и вершинные поверхности.

Газовые воронки, развитые на вершинной поверхности и пологих склонах свода Федынского, наложены на генерации айсбергового рельефа. Покмарки отмечаются как в тальвегах борозд выпахивания, так и вне их на прилегающих участках дна (рис. 5). Четкая ориентированность цепочек кратеров по простиранию айсберговых борозд указывает на их более молодой возраст образования и активизацию процесса дегазации при нарушении поверхностного осадочного горизонта.

В Центральной впадине Баренцева моря по данным многолучевой батиметрической съемки были обнаружены гигантские покмарки (рис. 6). Кратер самой большой из закартированных воронок достигает 300 м в диаметре, а глубина составляет около 18 м. Кратер характеризуется асимметричным строением стенок с более высокой южной, окаймленной валом, и ступенчатой северной. Угол наклона поверхности южной части кратера достигает 15°. Характерной особенностью является и отсутствие современных морских отложений в пределах кратерообразных понижений, что указывает на позднеголоценовый возраст образования. Кратеры покмарок характеризуются интенсивным отражением высокочастотного акустического сигнала профилографа, который проникает ниже поверхности дна более чем на 5–7 м, что позволяет предположить близкое расположение рефлектора, фиксирующего кровлю мезозойских пород в условиях малых мощностей четвертичных осадков.

Основным фактором, влияющим на образование воронок, является наличие рыхлого слабоконсолидированного чехла, морских или ледово-морских осадков в верхней части разреза. Согласно детальным исследованиям покмарок в Баренцевоморском регионе, представленным в работе [Rise et al., 2016], не обнаруживается прямой зависимости между структурными элементами территории и плотностью распространения покмарок, но существует корреляция между мощностью голоценовых осадков и размерами кратеров воронок. То есть, морфометрические характеристики газовых кратеров могут являться маркером для оценки мощности постледниковых осадков в шельфовых областях [Rise et al., 2016]. Данные выводы подтверждаются нашими исследованиями в российском секторе Баренцева моря.

Исходя из этого, повышение плотности и размерности газовых кратеров в пределах палеодолин на Кольской моноклинали, по-видимому, приурочено к закономерному увеличению мощности четвертичного чехла осадков.

Выводы:

– на современной поверхности дна в российском секторе южной части Баренцевоморского шельфа преобладает реликтовый полигенетический рельеф, представленный сочетанием форм ледово-морского, дегазационного и руслового генезиса;

– одна из ведущих ролей в переработке позднечетвертичных поверхностей выравнивания отводится рельефообразующим процессам айсбергового выпахивания. Так, в районе свода Федынского на глубинах до 300 м в поздне-постледниковое время (15–13 тыс. л. н.) практически повсеместно сформировался айсберговый рельеф, осложненный газовыми воронками. Развитые по тальвегам борозд выпахивания покмарки являются наложенными и образовались позже или практически одновременно после нарушения поверхностного слоя осадков процессами айсберговой экзарации;

– на глубинах более 330 м в Центральной впадине Баренцева моря были обнаружены гигантские кратеры газовых воронок. Сопоставление морфометрических характеристик покмарок, к которым отно-

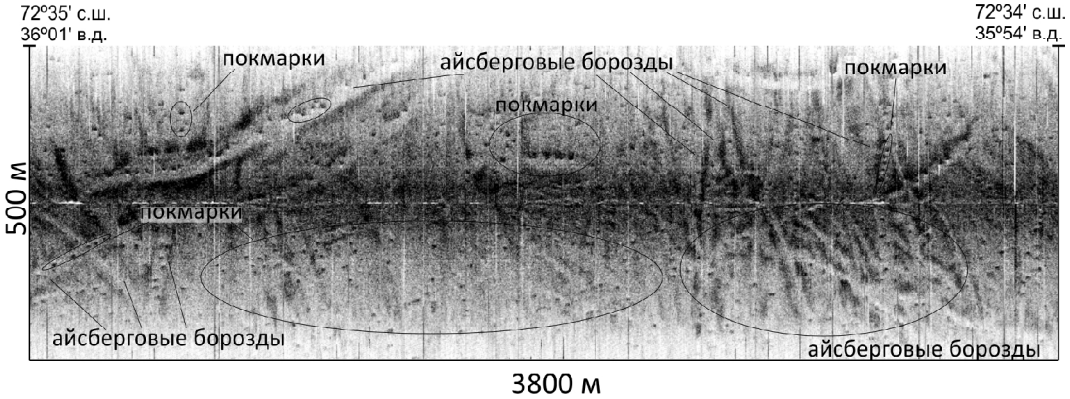

Рис. 5. Сочетание покмарок и айсберговых борозд на поверхности свода Федынского по данным мозаики бокового обзора (материалы 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

Fig. 5. Backscatter image of iceberg scours and pockmarks combination on the Fedynsky Rise (28 cruise R/V «Akademik Nikolaj Strakhov» dataset)

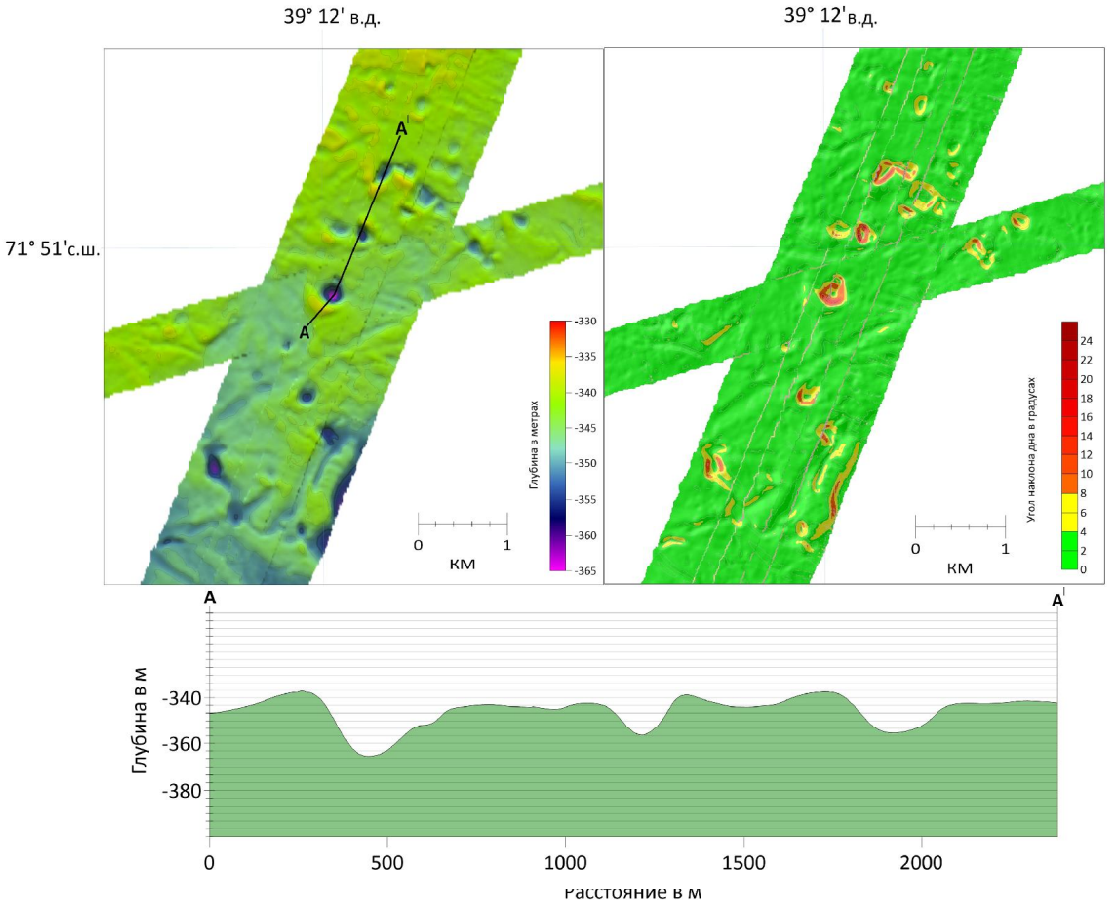

Рис. 6. Гигантские покмарки в Центральной впадине Баренцева моря, морфология и углы наклона поверхности дна (материалы 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

Fig. 6. Morphology and slope angles of giant pockmarks in the Central-Barents Deep (28 cruise R/V «Akademik Nikolaj Strakhov» dataset)

сятся аномально большая относительная глубина днища (10–18 м) и крутостенные борта, с мощностью верхней пачки осадков до 5 м, по-видимому, указывает на то, что в процессе образования были затронуты нижележащие докайнозойские отложения. Практически полное отсутствие новейших осадков, выполняющих кратеры воронок, говорит об их позднеголоценовом возрасте, а также позволяет предполагать, что образование покмарок происходит в настоящее время и является ведущим геоморфологическим процессом в южной части шельфа Баренцева моря;

– в Центральной впадине Баренцева моря выявлены формы руслового генезиса, погребенные под голоценовыми осадками. Предполагается, что эрозионные формы относятся к системе палеодолины Печоры и ее притоков, существовавшей в доледниковое время на затопленной ныне площади шельфа. Хорошая сохранность форм флювиального рельефа внутри предполагаемых границ последнего оледенения, а также отсутствие гляциальных комплексов рельефа позволяет сделать предположение, что распространение масс льда в последний ледниковый максимум имело фрагментарный характер и не затрагивало отдельные участки шельфа Баренцева моря;

– верхняя часть осадочного разреза в районе исследований представлена преимущественно четвертичными и неоген-четвертичными отложениями, соответствующими отложениям морского и ледово-морского генезиса. Максимальные мощности четвертичных отложений, достигающие 30 м, закартированы в Центральной впадине Баренцева моря. Минимальные значения мощности плейстоцен-голоценовых осадков отмечены на поверхностях свода Федынского (до 1 м), где в ряде случаев наблюдается выход на поверхность пологонаклонных рефлекторов триасово-юрских пород.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ по проектам № 18-35-20060 и № 18-05-70040. Также авторы выражают свою искреннюю благодарность всему личному составу экспедиции 28 рейса НИС «Академик Николай Страхов» и программе «Плавучий университет» TTR-18 за кооперацию в организации работ и сборе данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Лист R-35-36. Масштаб 1:1 000 000. СПб: ВСЕГЕИ, 2004.

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

Ласточкин А.Н. Подводные долины северного шельфа Евразии // Известия Всесоюзного географического общества. 1977. Том 109. № 5. С. 412–417.

Матишов Г.Г. Рельеф, морфотектоника и основные черты развития шельфа Баренцева моря // Океанология. 1977. Т. XVII. Вып. 3. С. 490–496.

Миронюк С.Г., Иванова А.А. Микро- и мезорельеф гляциального шельфа Западно-Арктических морей в свете новых данных // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 2018. № 76. С. 41–58.

Мурдмаа И.О., Иванова Е.В. Послеледниковая история осадконакопления в шельфовых впадинах Баренцева моря // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 6. С. 576–595.

Мусатов Е.Е. Палеодолины Баренцево-Карского шельфа // Геоморфология. 1998а. № 2. С. 28–33.

Мусатов Е.Е. Структура кайнозойского чехла и неотектоника Баренцево-Карского шельфа по сейсмоакустическим данным // Российский журнал наук о Земле. 1998б. Т. 1. № 2. С. 157–183.

Тарасов Г.А. Четвертичный осадочный чехол западно-арктического шельфа: литологического строение, пространственное распределение // Вестник Кольского научного центра РАН. 5/2015. (21) С. 124–134.

Яшин Д.С. Голоценовый седиментогенез арктических морей России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИ Океангеология, 2000. Вып. 3. С. 57–67.

Bjarnadottir L.R., Winsborrow M.C.M., Andreassen K. Large subglacial meltwater features in the central Barents Sea. *Geology*, 2017. 45(2), p. 159–162.

Chand S., Thorsnes T., Rise L., Brunstad H., Stoddart D., Bøe R., Lågstad P., Svolsbru Multiple episodes of fluid flow in the SW Barents Sea (Loppa High) evidenced by gas flares, pockmarks and gas hydrate accumulation. *Earth and Planetary Science Letters,* 2012, vol. 331–332, p. 305–314. DOI: 10.1016/j.epsl.2012.03.021.

Esteves M., Bjarnadottir L.R., Winsborrow M.C.M. et al. Retreat patterns and dynamics of the Sentralbankrenna glacial system, central Barents Sea. *Quaternary Science Reviews,* 2017, vol. 169, p. 131–147. DOI: 10.1016/j.quascirev. 02017.06.004.

Jakobsson M., et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0. *Geophys. Res. Lett*., 2012, vol. 39, L12609. DOI:10.1029/2012GL052219.

Judd A.G., Hovland M. Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. Cambridge University Press, Cambridge, 2007, 475 p.

Landvik J.Y., Bondevik St., Elverhøi A. et al. The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area: ice sheet extent and configuration. *Quaternary Science Reviews*, 1998, vol. 17, p. 43–75.

Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N., Funder S., Grsfjeld K. et al. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*, 2006. 35, p. 394–424.

Newton A.M.W., Huuse M. Glacial geomorphology of the central Barents Sea: Implications for the dynamic deglaciation of the Barents Sea Ice Sheet. *Marine Geology*, 2017, vol. 387, p. 114–131. DOI: 10.1016/j.margeo.2017.04.001.

Rise L., Bellec V.K., Chand S., Bøe R. Pockmarks in the southwestern Barents Sea and Finnmark fjords. *Norwegian Journal of Geology*, 2016, vol. 94, Is. 4, p. 263–282. ISSN 029-196X.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. 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.

Поступила в редакцию 28.08.2019
После доработки 05.10.2019
Принята к публикации 01.11.2019

E.A. Moroz[1], Yu.A. Zarajskaya[2], E.A. Sukhikh[3], S.Yu. Sokolov[4], A.V. Ermakov[5], A.S. Abramova[6]

RELIEF AND STRUCTURE OF THE UPPER PART OF SEDIMENTARY COVER IN THE AREA OF THE FEDYNSKY RISE ACCORDING TO ACOUSTIC DATA

According to the analysis and interpretation of high-resolution acoustic data collected during 2011 marine expedition of the 28th cruise of the R/V «Akademik Nikolai Strakhov» in the southern part of the Russian sector of the Barents Sea shelf, the main genetic relief types were identified, and the thickness of the Quaternary sedimentary cover within the study area was determined. It has been established that the bottom area of the region under consideration is largely occupied by relic forms of aerial and subaerial origin, such as iceberg ploughmarks and pockmarks. Buried channel forms identified on acoustic sections in the Central Basin of the Barents Sea presumably belong to the Paleo-Pechora River drainage basin. Major

[1] Geological Institute of RAS, Laboratory of geomorphology and tectonics of the ocean bottom, Senior Scientific Researcher, PhD. in Geology and Mineralogy; *e-mail*: morozzea@gmail.com

[2] Geological Institute of RAS, Laboratory of geomorphology and tectonics of the ocean bottom, Senior Scientific Researcher, PhD. in Geology and Mineralogy; *e-mail*: geozar@yandex.ru

[3] Geological Institute of RAS, Laboratory of heat and mass transfer, Scientific Researcher; *e-mail*: sukhikh_ea@mail.ru

[4] Geological Institute of RAS, Laboratory of geomorphology and tectonics of the ocean bottom, Head of the Laboratory, PhD. in Physics and Mathematics; *e-mail*: sysokolov@yandex.ru

[5] Geological Institute of RAS, Laboratory of heat and mass transfer, Scientific Researcher; *e-mail*: a.v.ermakov@gmail.com

[6] Geological Institute of RAS, Laboratory of geomorphology and tectonics of the ocean bottom, Junior Scientific Researcher; *e-mail*: abramanastas@gmail.com

patterns of the spatial distribution of various mezo- and microrelief types are considered, as well as their geomorphologic association to pre-Quaternary planation surfaces.

Key words: multi-beam bathymetry, seismoacoustics, geomorphology of the Arctic shelf, Quaternary deposits, paleo-valleys, pockmarks, iceberg ploughing

Acknowledgements. The work was financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (projects № 18-35-20060 and 18-05-70040). The authors are also sincerely grateful to the personnel of the 28th cruise R/V «Akademik Nikolaj Strakhov» and to the Floating University Program TTR-18 for cooperation in the organization of work and data collection.

REFERENCES

Bjarnadottir L.R., Winsborrow M.C.M., Andreassen K. Large subglacial meltwater features in the central Barents Sea. *Geology*, 2017, no. 45(2), p. 159–162.

Chand S., Thorsnes T., Rise L., Brunstad H., Stoddart D., Bøe R., Lågstad P. Svolsbru Multiple episodes of fluid flow in the SW Barents Sea (Loppa High) evidenced by gas flares, pockmarks and gas hydrate accumulation. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, vol. 331–332, p. 305–314. DOI:10.1016/j.epsl. 2012.03.021.

Esteves M., Bjarnadottir L.R., Winsborrow M.C.M. et al. Retreat patterns and dynamics of the Sentralbankrenna glacial system, central Barents Sea. *Quaternary Science Reviews*, 2017, vol. 169, p. 131–147. DOI:10.1016/j.quascirev. 2017.06.004.

Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federacii. [State geological map of the Russian Federation] List R-35-36. Mashtab 1:1000 000. St. Petersburg, VSEGEI Publ., 2004. (In Russian)

Jakobsson M. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0. *Geophys. Res. Lett.*, 2012, vol. 39, L12609. DOI:10.1029/2012GL052219.

Judd A.G., Hovland M. Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. Cambridge University Press, Cambridge, 2007, 475 p.

Krapivner R.B. Krizis lednikovoy teorii: argumenty i fakty. [The crisis of glacial theory: arguments and facts] Moscow, GEOS Publ., 2018, 320 p. (In Russian)

Landvik J.Y., Bondevik St., Elverhøi A. et al. The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area: ice sheet extent and configuration. *Quaternary Science Reviews*, 1998, vol. 17, p. 43–75.

Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N., Funder S., Grsfjeld K. et al. Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia. *Boreas*, 2006, 35, p. 394–424.

Lastochkin A.N. Podvodnye doliny severnogo shelfa Evrazii [Submarine valleys of the northern shelf of Eurasia] *Izvestiya Vsesoyuznogo geograficheskogo obshestva* [Proceedings of the All-Union Geographical Society], 1977, vol. 109, no. 5, p. 412–417. (In Russian)

Matishov G.G. Relief, morfotektonika i osnovnye cherty razvitiya shelfa Barentseva moray [Relief, morphotectonics and main features of development of the Barents Sea shelf]. *Okeanologiya*, 1977, vol. XVII, Is. 3, p. 490–496. (In Russian)

Mironyuk S.G., Ivanova A.A. Mikro- i mezorel'ef glyatsial'nogo shel'fa Zapadno-Arkticheskih morey v svete novyh dannyh [Micro and mesorelief of the glacial shelf of Western Arctic seas in light of new data] *Byulleten' Komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*, 2018, no. 76, p. 41–58. (In Russian)

Murdmaa I.O., Ivanova E.V. Poslelednikovaya istoriya osadkonakopleniya v shel'fovyh vpadinah Barentseva morya [Postglacial history of sedimentation in shelf basins of the Barents Sea]. *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 1999, no. 6, p. 576–595. (In Russian)

Musatov E.E. Paleodoliny Barentsevo-Karskogo shel'fa [Paleo-valleys of the Barents-Kara shelf]. *Geomorfologiya*, 1998a, no. 2, p. 28–33. (In Russian)

Musatov E.E. Struktura kaynozoyskogo chehla i neotektonika Barentsevo-Karskogo shelfa po seismoakusticheskim dannym [Structure of the Cenozoic cover and neotectonics of the Barents-Kara shelf according to seismoacoustic data]. *Rossiyskiy jurnal nauk o Zemle,* 1998b, vol. 1, no. 2, p. 157–183. (In Russian)

Newton A.M.W., Huuse M. Glacial geomorphology of the central Barents Sea: Implications for the dynamic deglaciation of the Barents Sea Ice Sheet. *Marine Geology*, 2017, vol. 387, p. 114–131. DOI: 10.1016/j.margeo.2017.04.001.

Rise L., Bellec V.K., Chand S., Bøe R. Pockmarks in the southwestern Barents Sea and Finnmark fjords. *Norwegian Journal of Geology*, 2016, vol. 94, Is. 4, p. 263–282. ISSN 029-196X.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. 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.

Tarasov G.A. Chetvertichnyy osadochnyy chekhol zapadno-arkticheskogo shel'fa: litologicheskogo stroyeniye, prostranstvennoye raspredeleniye [Quaternary sedimentary cover of the Western Arctic shelf: lithological structure, and spatial distribution]. *Vestnik Kol'skogo nauchnogo tsentra RAN*, 5/2015 (21), p. 124–134. (In Russian)

Yashin D.S. Golocenoviy sedimentogenez arkticheskih morey Rossii [Holocene sedimentogenesis of the Arctic seas of Russia]. *Geologo-geofizicheskie harakteristiki litosfery Arkticheskogo regiona*. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya Publ., 2000, Is. 3, p. 57–67. (In Russian)

Received 28.08.2019
Revised 05.10.2019
Accepted 01.11.2019