

УДК 552.5+551.24

ПОЗДНЕПЛИОЦЕНОВОЕ–ЧЕТВЕРТИЧНОЕ (<2.7 МЛН ЛЕТ) ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ В ЕВРАЗИЙСКОМ БАССЕЙНЕ (СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН)

© 2025 г. А. В. Зайончек^{a, b, *}, С. Ю. Соколов^{a, **, *}, А. В. Соловьев^{a, b}

^aГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^bВсероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ),
шоссе Энтузиастов, 36, Москва, 105118 Россия

*e-mail: a_zayonchek@mail.ru

**e-mail: sysokolov@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.11.2024 г.

После доработки 09.02.2025 г.

Принята к публикации 19.02.2025 г.

Проведен геоморфологический анализ и выполнена возрастная привязка позднеплиоценовых–четвертичных горизонтов, выделенных на сейсмическом разрезе ARC1407A в котловине Нансена по налеганию на океанический фундамент, возраст которого уточнен по результатам расчетов положения теоретических линейных магнитных аномалий. Интерпретация временного сейсмического разреза ARC1407A допускает возможность использования схемы сейсмостратиграфической привязки гляцио-морских отложений, ранее разработанной для западной части Баренцева моря и северо-восточной части прилегающего глубоководного бассейна. В результате геоморфологического анализа, в котловине Нансена и в восточной части котловины Амундсена выделены системы протяженных каньонов. Значительные мощности осадочного чехла в котловине Нансена сформированы гляцио-морскими отложениями, накапливавшимися с конца позднего плиоцена. В центральной части котловины Нансена поступление материала для гляцио-морских отложений происходило одновременно из двух близко расположенных желобов – Святой Анны и Воронина. Накопление гляцио-морских отложений характеризовалось цикличностью, они представлены чередованием турбидитов и подводных оползней. В котловине Амундсена и Подводников формирование гляцио-морских отложений могло начаться со второй половины среднего неоплейстоцена.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, Евразийский бассейн, хр. Гаккеля, котловина Амундсена, котловина Нансена, спрединг, теоретические оси линейных магнитных аномалий, осадочный чехол, сейсмостратиграфия

DOI: 10.31857/S0024497X25050029, **EDN:** VNHPVO

Северный Ледовитый океан (СЛО) включает в себя два глубоководных бассейна – Амеразийский и Евразийский, разделенных хр. Ломоносова. По мнению большинства геологов и геофизиков, Евразийский бассейн сформировался в кайнозойское время в результате раздвижения Северо-Американской (включая хр. Ломоносова) и Евразийской плит [Карасик, 1974; Глебовский, 2006; Gaina, 2002; Merkouriev, DeMets, 2014; Nikishin, 2018; Зайончек и др., 2023].

Отличительной особенностью Евразийского бассейна является наличие мощного осадочного чехла не только в глубоководных впадинах [Engen, 2009; Castro, 2018; Funck 2022], но и в пределах

центральной и восточной частей рифтовой долины хр. Гаккеля, вплоть до его сочленения с рифтовой системой моря Лаптевых [Sekretov, 2002; Jokat, Micksch, 2004; Рекант, Гусев, 2016; Nikishin, 2018].

Значительную часть осадочного чехла (30–60% общей мощности) в западной и центральной частях участков котловины Нансена, примыкающих к северной окраине Баренцева моря, и в восточной части котловины северной части Норвежско-Гренландского бассейна, примыкающей к западной окраине Баренцева моря (рис. 1), составляют гляцио-морские отложения позднеплиоценового–четвертичного возраста <2.7 млн лет

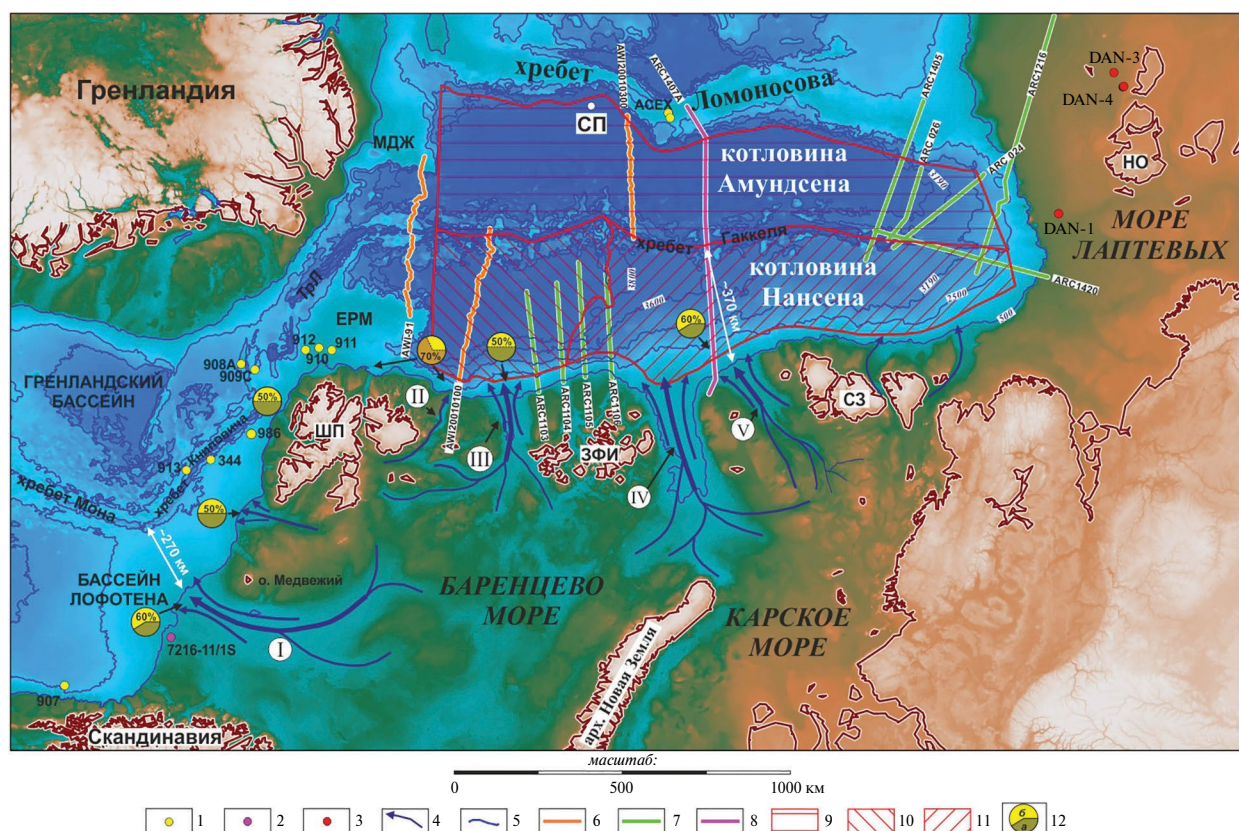


Рис. 1. Обзорная схема рельефа дна Евразийского и северной части Норвежско-Гренландского бассейнов. Составлена по [Зайончек и др., 2023] с дополнениями [Knies et al., 2009; Зайончек, Меркурьев, 2021; Alexandropoulou et al., 2021; Lasabuda et al., 2021; Malyshev, 2023].

Основа – цифровая модель рельефа IBCAO v.4 [Jackobson, 2020].

Сокращения: СП – Северный полюс; ШП – арх. Шпицберген; ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа; СЗ – арх. Северная Земля; НО – Новосибирские острова; ЕРМ – плато Ермак; МДЖ – поднятие Моррис Джесуп.

I – Медвежинский трог; II – трог Орла; III – желоб Франц-Виктории; III – желоб Святой Анны; V – желоб Воронина.

1–3 – положение скважин бурения: 1 – глубоководные, 2 – разведочные, 3 – неглубокие стратиграфические; 4 – основные направления сноса материала для гляцио-морских осадков; 5 – изобаты 500, 2500, 3190, 3600, 3800 м; 6–8 – положение сейсмических профилей: 6 – AWI (Германия), 7 – ARC (Россия), 8 – ARC1407A (Россия); 9–11 – контуры расчета геоморфологических характеристик: 9 – котловина Амундсена, 10, 11 – западная и восточная части котловины Нансена; 12 – соотношение объемов кайнозойских осадочных пород в прилегающих к шельфам склонах и глубоководных котловинах: желтые – возраст отложений <~2.7 млн лет (гляцио-морские), светло-коричневый – возраст отложений от ~57 до свыше ~2.7 млн лет (до-гляцио-морские).

[Faleide et al., 1996; Fiedler, Faleide, 1996; Engen, 2009; Amundsen et al., 2011; Lasabuda et al., 2021; Alexandropoulou et al., 2021; Зайончек, Меркурьев, 2021; Зайончек и др., 2023]. Эти отложения вскрыты буровыми скважинами (см. рис. 1), расположенными на западной континентальной окраине Баренцева моря, в пределах северной части Норвежско-Гренландского бассейна и на плато Ермака, что позволило выполнить их стратиграфическую и сейсмостратиграфическую привязки [Faleide et al., 1996; Jansen et al., 1996; Channell et al., 1999; Eidvin, Nagy, 1999; Forsberg et al., 1999; Butt et al., 2000; Knies et al., 2009; Rebesco et al., 2014; Geissler, Jokat, 2004; Myhre et al., 1995;

Mattingsdal et al., 2014; Alexandropoulou et al., 2021; Medvedev et al., 2023].

При интерпретации сейсмических данных в западной части котловины Нансена Евразийского бассейна гляцио-морские отложения позднелиценевого–четвертичного возраста выделялись на основании их корреляции с разрезами скважин, расположенных на плато Ермака, где были выделены два сейсмокомплекса, разделенных границей с возрастом ~1.5 млн лет [Engen, 2009]. Цель настоящего исследования заключается в более детальном подразделении гляцио-морских отложений на примере интерпретации сейсмического профиля ARC1407A.

АНАЛИЗ РАННЕ ВЫПОЛНЕННЫХ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПРИВЯЗОК ГЛЯЦИО- МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Привязка выполнялась для юго-западной части Евразийского бассейна и Норвежско-Гренландского сегмента Северо-Атлантического океана, который начал формироваться в раннем кайнозое (~55 млн л.н.) в результате раздвижения Евразийской и Гренландской (начиная с ~33 млн лет Северо-Американской) литосферных плит [Faleide 1996; Gaina, 2002; Engen, 2008]. В северной части Норвежско-Гренландского бассейна расположены срединно-океанические хр. Книповича и Мона, разделяющие бассейны Лофотена (Lofoten Basin) и Гренландский (см. рис. 1). Многочисленные сейсмические исследования, начинающиеся от западной континентальной окраины Баренцева моря в сторону северного сегмента хр. Мона и Книповича, зафиксировали на континентальном склоне и в северо-восточной части Норвежско-Гренландского бассейна наличие мощного осадочного чехла (до ~6 км), налегающего на кору переходного и океанического типов [Faleide et al., 1996; Fiedler, Faleide, 1996; Engen, 2009; Amundsen et al., 2011; Lasabuda et al., 2021; Alexandropoulou et al., 2021]. Эти отложения были вскрыты скважинами глубоководного бурения и разведочными скважинами, расположенными на западной континентальной окраине Баренцева моря [Myhre et al., 1995; Jansen et al., 1996; Channell et al., 1999; Eidvin, Nagy, 1999; Forsberg et al., 1999; Butt et al., 2000; Knies et al., 2009; Rebesco et al., 2014; Geissler, Jokat, 2004; Alexandropoulou et al., 2021].

Сейсмостратиграфический анализ гляцио-морских отложений позднеплиоценового—четвертичного возраста (рис. 2), составляющих 30–60% общей мощности осадочного чехла, позволил выделить в их составе три сейсмокомплекса [Faleide et al., 1996; Fiedler, Faleide, 1996], отражающих основные фазы ледниковой эрозии и седиментации: GI (2.7–1.5 млн лет), GII (1.5–0.2 млн лет) и GIII (<0.2 млн лет) (скорректированная возрастная привязка из [Alexandropoulou et al., 2021]).

Позднее, по результатам анализа глинистых минералов из ледниковых обломков [Knies et al., 2009] и данных 3D сейсморазведки [Laberg et al., 2010], были предложены модели, согласно которым в плиоцене-плейстоцене выделяется три основных этапа развития ледникового щита в Баренцевом море (рис. 3а–3в). На первом этапе происходила начальная фаза формирования

ледникового покрова в период от позднего плиоцена до раннего плейстоцена (~3.5–2.4 млн л.н.). Предполагается, что в это время на юге область распространения материкового ледового покрова примерно ограничивалась береговой линией материковой Норвегии. На севере ледовый покров занимал площадь архипелагов Шпицбергена, Земля Франца-Иосифа и пространства между ними, а на востоке располагался на архипелаге Новая Земля. В этот период каналы (современные трог и желоба на шельфе Баренцева моря), по которым происходило массовое перемещение отложений, развивались на свободном от льда континентальном склоне [Andreassen et al., 2004; Laberg et al., 2010]. На втором этапе происходило расширение ледникового покрова в раннем и среднем плейстоцене (~2.4–1 млн л.н.) с формированием единого Баренцево-Карского покрова. На это указывает постепенное уменьшение доставляемого сибирскими реками богатого смектитом осадочного материала, вызванное “блокировкой” рек наземным льдом [Knies et al., 2009]. О развитии более крупного по площади оледенения в период от раннего до среднего плейстоцена также свидетельствуют результаты интерпретаций региональных 2D и детальных 3D сейсмических исследований в юго-западной части Баренцева моря, которые показывают гляциогенно-селевые потоки на палеосклонах [Andreassen et al., 2004; Andreassen et al., 2007; Laberg et al., 2010] и свидетельства крупных массовых перемещений вдоль западной окраины Баренцева моря [Faleide et al., 1996; Hjelstuen et al., 2007; Knies et al., 2009; Alexandropoulou et al., 2021]. На заключительном этапе среднего плейстоцена (~0.8 млн л.н.) произошло слияние Баренцево-Карского покрова с материковыми, что совпадает со временем глобального оледенения [Mudelsee, Stattegger, 1997] и падением уровня моря на 20–30 м [Kitamura, Kawagoe, 2006].

Последующие стратиграфические исследования по результатам бурения, включающим данные по плато Ермака [Channell et al., 1999; Knies et al., 2009; Mattingsdal et al., 2014; Dessandier et al., 2021; Alexandropoulou et al., 2021] и интерпретация значительных объемов новых сейсмических 2D [Knies et al., 2009; Alexandropoulou et al., 2021] и 3D [Harishidayat et al., 2021] данных позволили выявить дополнительные реперные горизонты, проходящие внутри сейсмокомплексов (см. рис. 2), и уточнить модели развития ледникового покрова в пределах западной части Баренцева моря (см. рис. 3г–3е). Сейсмические исследования четко установили вынос осадков

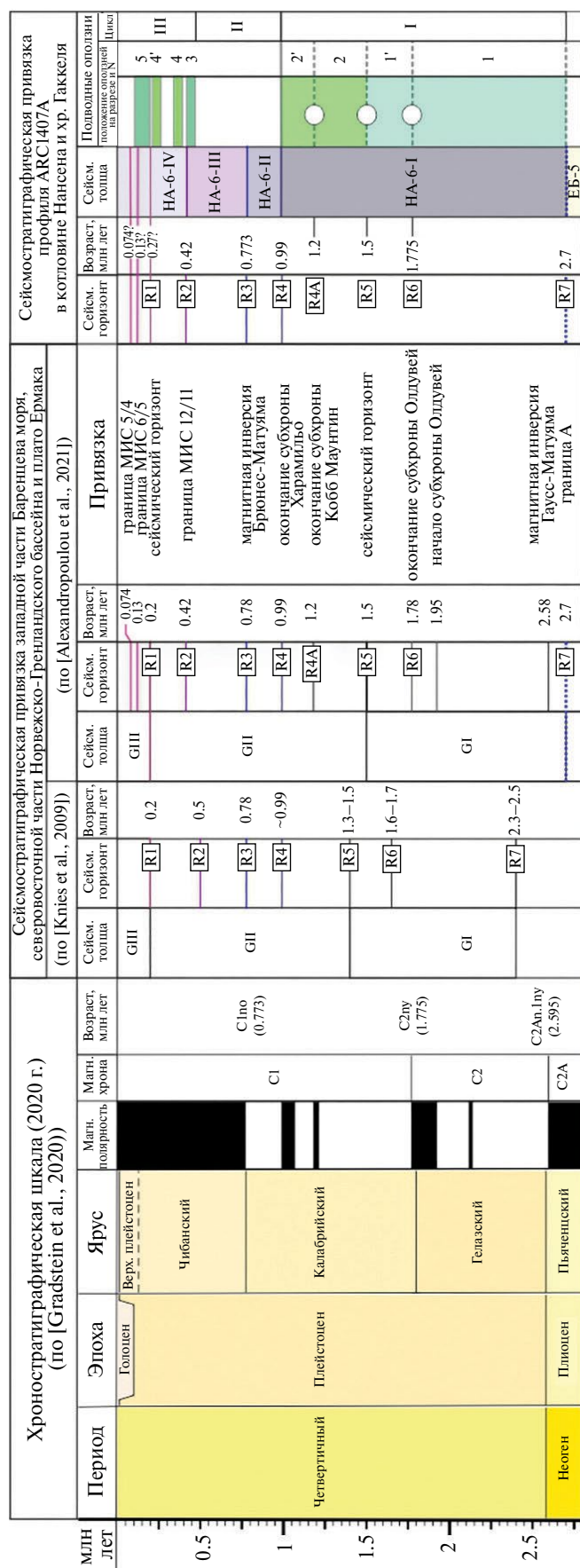


Рис. 2. Сопоставление сейсмостратиграфической привязки гляцио-морских отложений (начиная с позднего плиоцена) западной окраины Баренцева моря и примыкающих участков глубоководных котловин с результатами интерпретации сейсмического профиля ARC1407A. Составлено по [Faleide 1996; Knies et al., 2009; Alexandroulou et al., 2021; Зайончек и др., 2023].

Основа — цифровая модель рельефа IBSCAO v.4 [Jacobson, 2020].

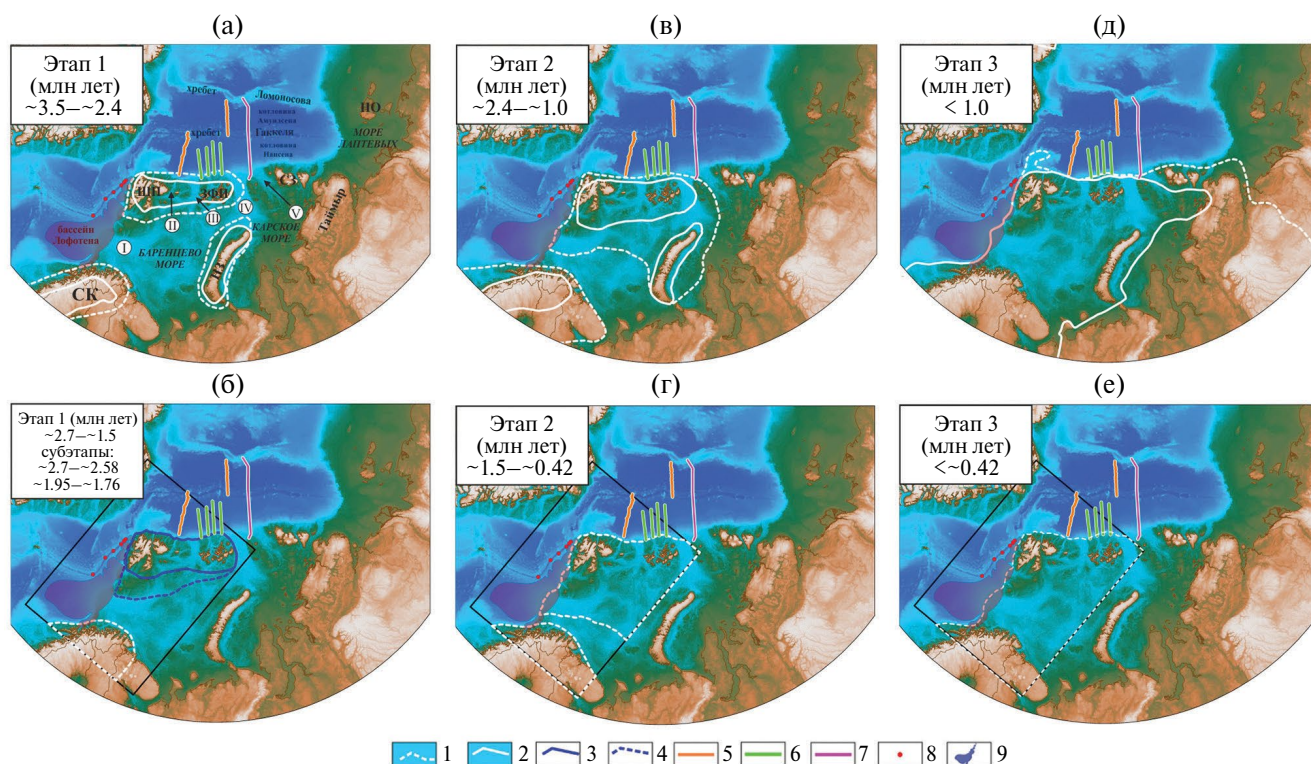


Рис. 3. Модели основных этапов распространения ледового покрова Баренцева моря и прилегающих областей начиная с позднего плейстоцена.

Основа — цифровая модель рельефа IBCAO v.4 [Jakobsson et al., 2020]. Составлена по [Faleide, 1996; Гусев, Шкарубо, 2001; Bruvoll et al., 2009; Knies et al., 2009; Amundsen et al., 2011; Safronova et al., 2017; Alexandropoulou et al., 2021]. а, г — этап 1 (а — в период ~3.5–2.4 млн л.н. (по [Knies et al., 2009]), г — в период ~2.7–1.5 млн л.н. (по [Alexandropoulou et al., 2021])); б, д — этап 2 (б — в период ~2.4–1.0 млн л.н. (по [Knies et al., 2009]), д — в период ~1.5–0.42 млн л.н. (по [Alexandropoulou et al., 2021])); в, е — этап 3 (в — в период < ~1.0 млн л.н. (по [Knies et al., 2009]), е — в период < ~0.42 млн л.н. (по [Alexandropoulou et al., 2021])).

Сокращения: СК — Скандинавия; ШП — арх. Шпицберген; ЗФИ — арх. Земля Франца-Иосифа; СЗ — арх. Северная Земля; НЗ — арх. Новая Земля, НО — Новосибирские острова.

I — Медвежинский трог; II — трог Орла; III — желоб Франц-Виктории; III — желоб Святой Анны; V — желоб Воронина. 1 — область максимального распространения ледового покрова; 2 — область минимального распространения ледового покрова; 3, 4 — области максимального распространения ледового покрова в периоды времени (млн л.н.): 3 — ~2.7–~2.58, 4 — ~1.95–~1.5; 5–7 — положение сейсмических профилей: 5 — AWI (Германия), 6 — ARC (Россия), 7 — ARC1407A (Россия); 8, 9 — области распространения гляцио-морских отложений: 8 — по сейсмическим данным в рифтовых долинах хр. Книповича и Мона (по [Гусев, Шкарубо, 2001; Bruvoll et al., 2009; Amundsen et al., 2011]); 9 — контур плейстоцен-плейстоценовых оползней в северо-восточной части Норвежско-Гренландского бассейна (полупрозрачная заливка) (по [Safronova et al., 2017]).

в прилегающую глубоководную котловину из трогов, расположенных в западной части Баренцева моря. Интенсивность поступления осадочного материала позволила гляцио-морским осадкам достичь современной рифтовой долины хр. Книповича, где сформировались отложения мощностью до 330 м [Amundsen et al., 2011]. Максимальный снос в бассейн Лфотена осуществлялся по Медвежинскому трог [Faleide et al., 1996; Fiedler, Faleide, 1996; Lasabuda et al., 2021; Alexandropoulou et al., 2021], являющемуся самым значительным в пределах Баренцева моря (см. рис. 1, 3). Современный Медвежинский трог представляет

собой поперечный шельфу прогиб шириной около 250 км, образовавшийся в результате многочисленных фаз движений ледяных потоков и эрозии в плейстоцене [Vorren, Laberg, 1997; Batchelor, Dowdeswell, 2014]. Во время периодов максимального распространения ледового покрова ледяные потоки с Медвежьего острова (Bear Island Ice Stream) переносили значительные объемы деформированных подледниковых отложений до бровки шельфа, которые отлагались в верхней части континентального склона в виде лопастных образований, называемых ледниково-дебрисными потоками [Andreassen et al., 2007; Laberg et al., 2010;

Safronova et al., 2017]. Накопление этого материала привело к развитию на континентальном склоне крупного ледниково-осадочного депоцентра или устьевого конуса – Конуса Медвежьего трога [Vorren, Laberg, 1997; Waage et al., 2018]. Веер конуса Медвежьего трога объемом около 350 000 км³ является одним из крупнейших желобных вееров в мире [Batchelor, Dowdeswell, 2014]. Отложения и формы рельефа, сохранившиеся в этом депоцентре, свидетельствуют о ледниковых процессах, протекавших в юго-западной части Баренцева моря в четвертичное время.

Интенсивность сноса была столь значительной, что гляцио-морские отложения достигли северной части хр. Мона [Bruvoll et al., 2009], расположенного примерно в 220 км от устья Медвежинского трога (см. рис. 1, 3). На юго-западном борту трога пробурена разведочная скважина 7216/11-1S (глубина моря 361 м) и выполнен значительный объем сейсморазведочных работ 3D [Laberg et al., 2010; Waage et al., 2018; Harishidayat et al., 2021]. В интервале опробования, биостратиграфическими методами установлено, что граница плиоцена/плейстоцена расположена в интервале 1500–1600 м от дна [Knies et al., 2009] и выделяется на сейсмической записи в качестве отражения на отметке ~1.76 с (здесь и далее указывается время двойного пробега). Непосредственно граница начала гляцио-морского этапа отложений (см. рис. 2, R7 2.7 млн л.н.) в данной скважине биостратиграфическими методами не установлена, но на основании сейсмической корреляции предполагается, что она выделяется в виде опорного горизонта на отметке ~2.2 с, т.е. суммарная мощность отложений моложе 2.7 млн лет составляет ~1800 м.

В пограничной области морей Баренцева и Карского расположен желоб Святой Анны, который по своим масштабам сопоставим с Медвежинским трогом. Это позволило высказать предположение, что наблюдаемое локальное повышение рельефа на континентальном склоне, расположенном напротив желоба, является следствием выноса значительных объемов гляцио-морских отложений [Faleide et al., 1996; Lasabuda et al., 2021; Medvedev et al., 2023]. Интерпретация сейсмического профиля ARC1407A, расположенного близ устья желоба Святой Анны напротив западной части желоба Воронина, подтвердила данное предположение [Зайончек и др., 2023] и установила, что мощность гляцио-морских осадков вблизи континентальной окраины так же, как и напротив Медвежинского трога, может достигать ~60% от общей мощности осадочного чехла (см. рис. 1).

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве батиметрической основы использована 4-я версия цифровой модели (ЦМ) рельефа IBCAO [Jakobsson et al., 2020] со снятым ледниковым покровом Гренландии и детальностью 200 × 200 м. Анализ данных, используемых при составлении данной ЦМ для Евразийского бассейна, выполнен в работе [Зайончек и др., 2023]. В этой же работе приведены расчеты теоретического положения осей линейных аномалий, теоретического возраста океанической коры и результаты интерпретации сейсмического профиля ARC1407A.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Веерообразный вынос осадочного материала гляцио-морских отложений из трогов западной части Баренцева моря отчетливо выражен в повышениях рельефа дна (см. рис. 1). В Евразийском бассейне, разделяющемся срединно-океаническим хр. Гаккеля на две котловины, подобное повышение рельефа фиксируется в котловине Нансена и в прилаптевоморской части котловины Амундсена (см. рис. 1). Евразийский бассейн имеет четко выраженную клиновидную форму, сужающуюся по мере продвижения к континентальной окраине моря Лаптевых, что объясняется близко расположенными к побережью полюсами раскрытия Евразийской и Северо-Американской плит [Глебовский и др., 2006; Merkuriev, 2014]. Исключение из общей закономерности сужения Евразийского бассейна в сторону лаптевоморской континентальной окраины наблюдается только в самом западном узком сегменте между поднятием Морриса-Джесупа и плато Ермака, который стал раскрываться значительно позднее [Глебовский и др., 2006; Зайончек и др., 2023]. Напротив архипелага Шпицберген ширина бассейна составляет ~650 км, вдоль профиля ARC1407A – ~650 км, а напротив архипелага Северная Земля – ~530 км.

Одной из наиболее ярких особенностей Евразийского бассейна является асимметрия глубин дна глубоководных котловин (см. рис. 1). Межгорные впадины пририфтовых гор хр. Гаккеля в центральной и восточной частях бассейна покрыты мощным осадочным чехлом, распространяющимся также в рифтовую долину, что фиксируется в сейсмической записи [Jokat, Micksch, 2004; Nikishin et al., 2018; Зайончек и др., 2023]. Поэтому, при исследовании площади, а не единичных сейсмических профилей, возникает некоторая неопределенность в выделении границ,

разделяющих хребты и котловины, и выполнить строгий статистический анализ сравнений глубин котловин невозможно.

В связи с этим логичным является проведение границы по современной оси раскрытия — центру рифтовой долины хр. Гаккеля. В этом случае выделение котловин Амундсена и Нансена будет условным, так как в области котловин попадут пририфтовые горы и часть рифтовой долины хр. Гаккеля, но для целей сравнительного статистического анализа это не является принципиальным по следующим причинам:

— ось раскрытия проходит примерно по центру рифтовой долины, поэтому один из ее бортов будет учтен в оценке рельефа котловины Амундсена, а второй — в котловине Нансена, что создаст уравнивающее влияние на статистику;

— разница мощностей осадков в пририфтовых частях котловин будет наоборот проявляться, формируя статистически разные значения глубин фундамента;

Достаточно часто при региональных исследованиях ось раскрытия выделяется по оси минимума гравитационных аномалий в свободном воздухе над рифтовой долиной. Нами приоритет был отдан данным рельефа IBCAO v.4, куда добавлены (кроме самого восточного участка) данные многолучевого эхолотирования, а компиляции гравитационных аномалий для Арктики имеют сглаженный характер [Зайончек и др., 2023]. На участках незначительных смещений рифтовой долины и в самой восточной части Евразийского бассейна предпочтение отдавалось гравитационным аномалиям по данным проекта WGM-2012 [Bonvalot et al., 2012]. Положение границы континент—океан (ГКО) со стороны баренцево-карской окраины и хр. Ломоносова, определено по аномалиям поля силы тяжести [Зайончек и др., 2023].

Подобное определение ГКО, особенно на участках сглаженного рельефа континентальных окраин, достаточно условно, но в первом приближении оно позволило получить контуры условных котловин Амундсена и Нансена (см. рис. 1), в пределах которых были выполнены статистические расчеты. Результаты, представленные в виде гистограмм (рис. 4), показывают различия в глубинах и характере их распределения. Для котловины Амундсена среднее значение глубины составляет 4010 м и четко фиксируется единственный пик в районе 4320 м, на фоне регионально-го понижения рельефа в пределах 4180–4380 м (см. рис. 4а). Для котловины Нансена в целом

среднее значение глубин составляет 3360 м, что на 650 м меньше, чем для котловины Амундсена. В глубоководной части между отметками 3780–4020 м на гистограмме присутствуют три локальных пика и четко проявляются два узких пика — 3190 и 3600 м (см. рис. 4б), что указывает на внутреннюю асимметрию глубин. В центральной части котловины Нансена граница ее западной и восточной областей достаточно четко фиксируется субмеридиональным отрезком изобаты 3800 м (см. рис. 1). Для западной части котловины Нансена среднее значение глубин составляет 3715 м, а в диапазоне 3800–4020 м присутствуют два пика 3860 и 4000 м (см. рис. 4в). В восточной части котловины Нансена среднее значение глубин составляет 3170 м и выделяются три пика — 3190, 3600 и 3800 м (см. рис. 4г). Визуальный анализ выявленных статистических пиковых значений (см. рис. 1) показывает следующее.

1. Изобата 3800 м ограничивает рифтовую долину хр. Гаккеля примерно до линии сейсмического профиля ARC024, на котором фиксируется достаточно мощный осадочный чехол в пределах рифтовой долины [Nikishin et al., 2018]. В котловине Амундсена изобата 3800 м фиксирует ее глубоководную часть. С юга она отделяется пририфтовыми горами хр. Гаккеля, а на севере — подножием склона хр. Ломоносова. В западной части котловины Нансена наблюдается схожая картина отделения глубоководной части от пририфтовых гор, но континентальный склон существенно более пологий, чем в котловине Амундсена со стороны хр. Ломоносова и значительно более протяженный.

2. Изобата 3600 м фактически делит восточную часть котловины Нансена на две части: глубоководную, лежащую между изобатами 3600–3820 м, и пришельфовую, лежащую между изобатами 3190–3600 м. В восточной части котловины Нансена отдельные пики пририфтовых гор формируют локальные и узкие вытянутые цепочки вдоль рифтовой долины, что говорит о заполнении межгорных впадин осадками.

Углы наклона показывают деление баренцево-карского континентального склона на несколько сегментов и его значительное продолжение в котловину Нансена (рис. 5). Западный сегмент (между восточной частью арх. Шпицберген и арх. Земля Франца-Иосифа) характеризуется в верхней части склона значительными углами наклона $>15^\circ$, которые несколько уменьшаются напротив желоба Франц-Виктории, где формируют несколько террас. Напротив желобов Святой Анны и Воронина углы наклона умень-

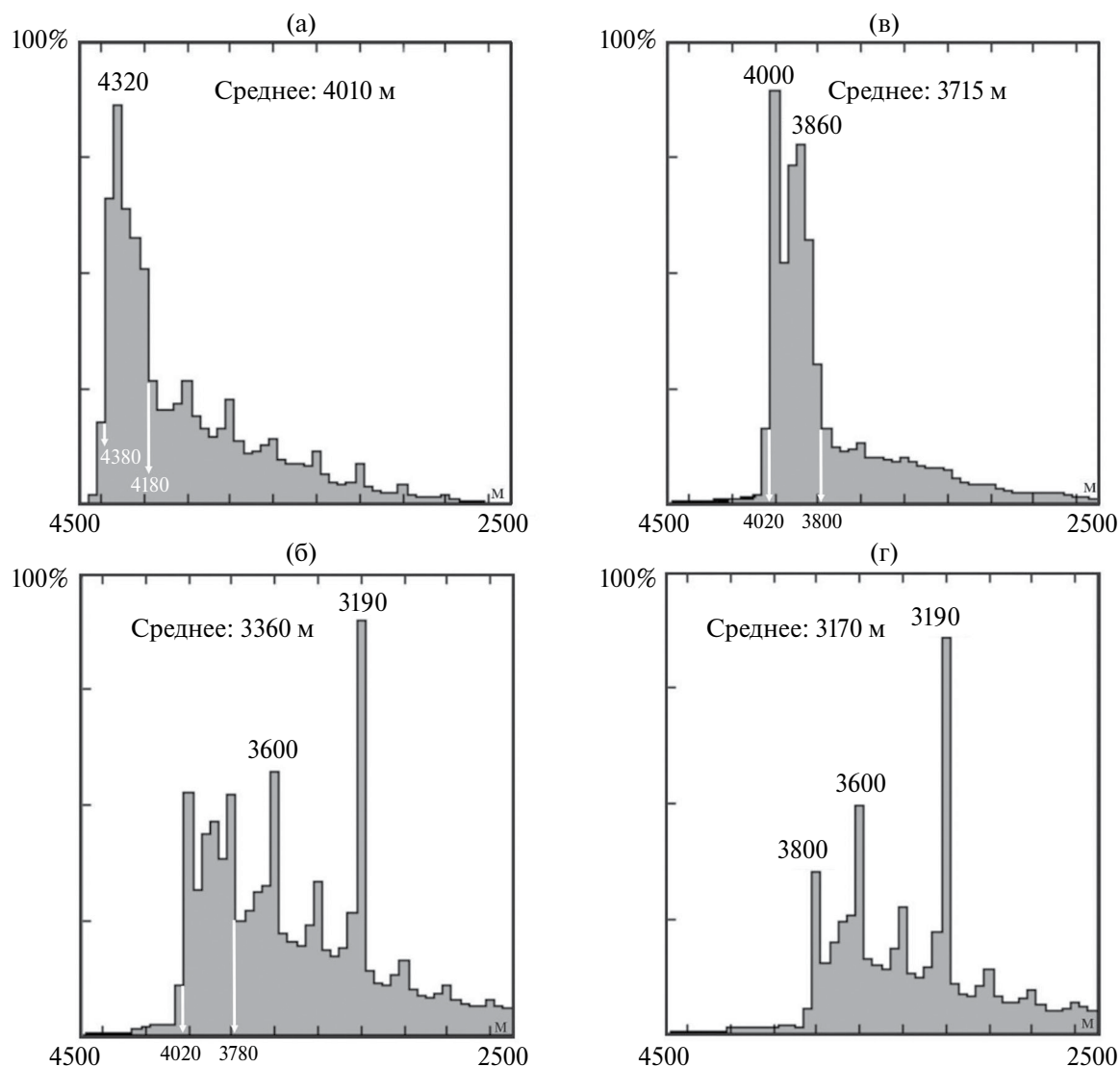


Рис. 4. Гистограммы распределения глубин в Евразийском бассейне (контуры расчетов см. на рис. 1).

а – котловина Нансена, б – котловина Амундсена, в – восточная часть котловины Нансена, г – западная часть котловины Нансена.

В качестве основы для расчетов использовалась матрица значений проекта IBCAO v.4.0 [Jakobsson et al., 2020].

шаются (максимальные значения 11°). После серии террас, самый дальний в северном направлении участок склона со средними углами наклона $\sim 2^\circ\text{--}3^\circ$ (до изобаты 3600 м) расположен уже в глубоководной котловине. От восточного окончания желоба Воронина до начала склона моря Лаптевых углы наклона в начале склона увеличиваются и продолжает фиксироваться серия террас в северном направлении.

В котловине Амундсена углы наклона фиксируют склон хр. Ломоносова и предполагают систему подводных каньонов, примерно перпендикулярных лаптевоморской континентальной окраине.

Одним из базовых элементов геоморфологического анализа склонов является расчет атрибута LS-Factor, являющегося комбинацией угла наклона склона и его длины. Поскольку цифровая модель IBCAO v.4 является компиляцией совершенно разных наборов данных [Зайончек и др., 2023], то при расчетах мы ограничились использованием одного из базовых методов, описанных в работе [Moore, Neiber, 1989]. Результаты расчетов (рис. 6) устанавливают продолжение систем подводных каньонов, начинающихся на склоне, в глубоководную часть котловин. Выделяется “наложение” двух направлений севернее трога Франц-Виктории. Первое северное направление

начинается от бровки континентального склона, примерно соответствует изобате 500 м и продолжается на склоне и в глубоководной котловине (глубины >3190 м). В восточной части напротив архипелага Земля Франца-Иосифа данное направление “срезается” другой системой подводных каньонов, которые имеют северо-западное направление и начинаются уже в глубоководной части, являясь западным продолжением системы напротив желобов Святой Анны и Воронина. Непосредственно по центру желоба Святой Анны система прослеживается вплоть до пририфтовых гор и имеет протяженность около 400 км (см. рис. 6).

Другое расположение систем каньонов наблюдается в восточных частях котловин Нансена и Амундсена. На западном лаптевоморском континентальном склоне в сторону котловины

Нансена широко развитая система подводных каньонов четко прослеживается от континентального склона, расположенного на глубинах <500 м, до изобаты 3190 м. На западном лаптевоморском континентальном склоне в сторону котловины Амундсена (АМ) система подводных каньонов прослеживается не столь очевидно, но она пересекает изобату 3190 м и четко прослеживается в западном направлении в глубоководной котловине. Расстояние от бровки склона до места ее исчезновения примерно составляет 600 км (см. рис. 6).

В работе [Рекант и др., 2020] на основании малых углов наклона склона отрицается механизм массового сноса терригенных осадков с баренцево-карской и лаптевоморской континентальных окраин в глубоководные котловины и наличие мощных осадочных отложений объясняется

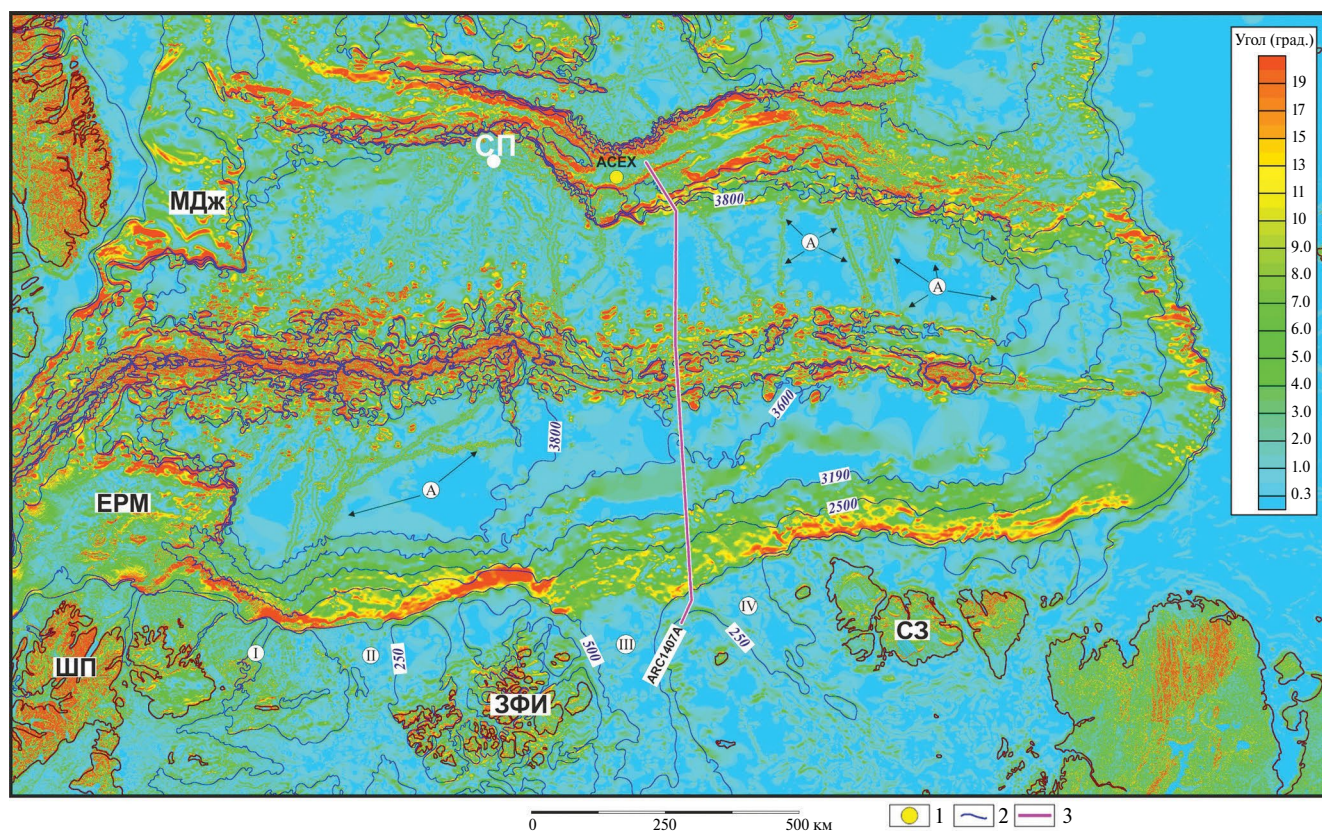


Рис. 5. Схема углов наклона склонов в Евразийском бассейне и прилегающих участках шельфа, континентального склона и хр. Ломоносова.

В качестве основы для расчетов использовалась матрица значений проекта IBCAO v.4.0 [Jakobsson et al., 2020].

Условные обозначения для сокращений см. рис. 1.

Сокращения: СП – Северный полюс; ШП – арх. Шпицберген; ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа; СЗ – арх. Северная Земля; ЕРМ – плато Ермак; МДЖ – поднятие Моррис Джесуп; А – артефакты.

I – Медвежинский трог; II – трог Орла; III – желоб Франц-Виктории; IV – желоб Святой Анны; V – желоб Воронина. 1 – положение скважины ACEX; 2 – изобаты 250, 500, 2500, 3190, 3600, 3800 м; 3 – положение сейсмического профиля ARC1407A (Россия).

пелагическим типом осадконакопления в Евразийском бассейне. Расстояние от центра желоба Воронина до центральной части хр. Гаккеля, где зафиксированы мощные осадочные отложения в рифтовой долине, составляет ~370 км (см. рис. 1), а система подводных каньонов продолжается вплоть до пририфтовых гор (см. рис. 6). Для восточной части котловины Амундсена область поступления осадков с континентальной окраины моря Лаптевых ограничивается расстоянием равным 70 км [Рекант и др., 2021], что примерно в 8.5 раз меньше, чем протяженность современной системы подводных каньонов (см. рис. 6).

Геоморфологический анализ свидетельствует о значительном поступлении осадков в котловину Нансена со стороны баренцево-карской окраины, а в восточную часть котловины Амундсена – со стороны моря Лаптевых.

СЕЙСМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПРИВЯЗКА ГЛЯЦИО-МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (<2.7 МЛН ЛЕТ) СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ ARC1407A

В условиях отсутствия скважин, основой сейсмостратиграфической привязки осадочного чехла в спрединговых бассейнах является принцип невозможности формирования осадков более древнего возраста, чем подстилающая их океаническая кора. Данный принцип широко использовался при определении возраста осадочных толщ в Евразийском бассейне, путем выделения ближайших к рифтовой долине точек налегания опорных отражающих горизонтов (ОГ) на океанический фундамент. Возраст фундамента определялся по результатам идентификации осей линейных магнитных аномалий [Engen, 2009; Nikishin et al., 2018] или расчетах теоретического

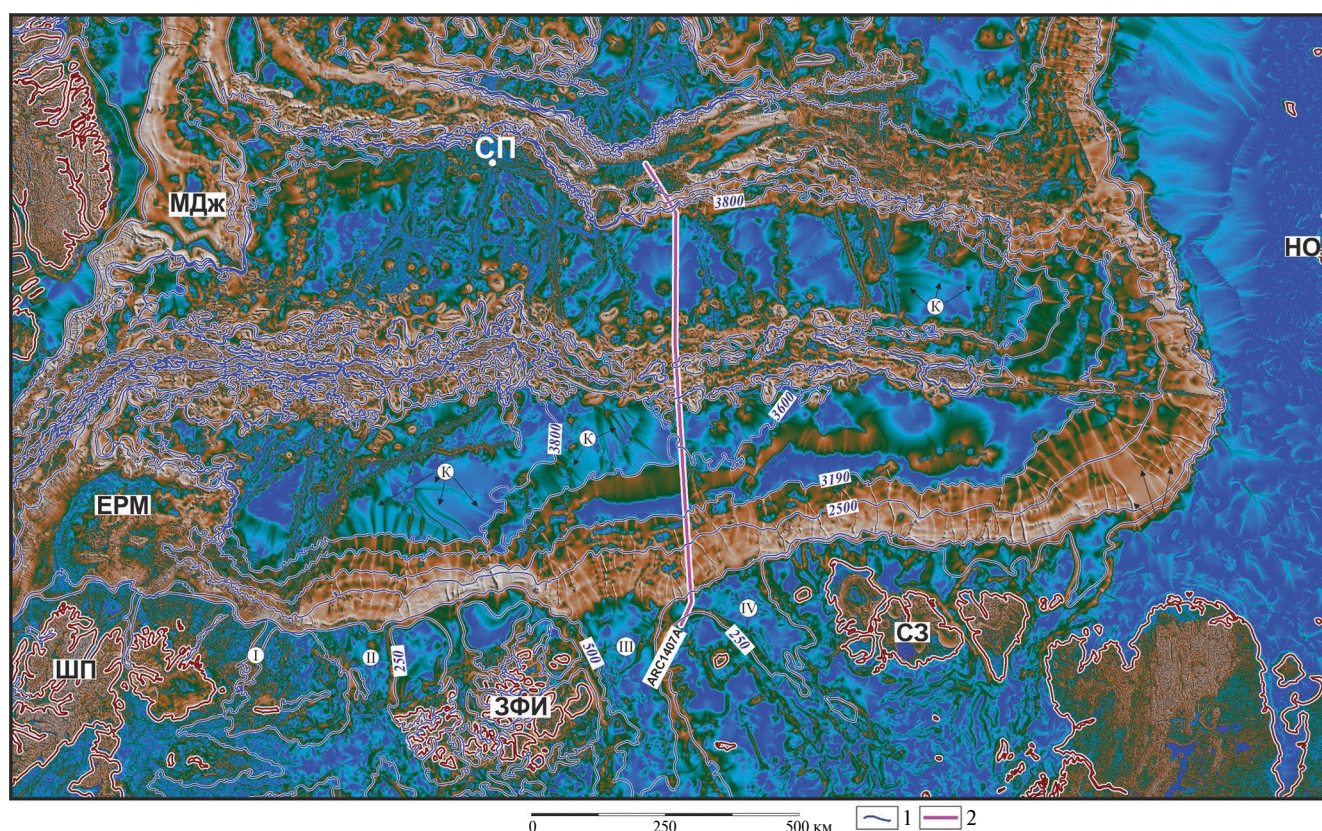


Рис. 6. Соотношение углов наклона и длин склонов (LS-Factor) в Евразийском бассейне и прилегающих участках шельфа, континентального склона и хр. Ломоносова (псевдотеневое представление. Угол подсветки 45°). В качестве основы для расчетов использовалась матрица значений проекта IBCAO v.4.0 [Jakobsson et al., 2020]. Условные обозначения для сокращений см. рис. 6.

Сокращения: СП – Северный полюс; ШП – арх. Шпицберген; ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа; СЗ – арх. Северная Земля; НО – Новосибирские острова; ЕРМ – плато Ермак; МДЖ – поднятие Моррис Джесуп; К – каньоны. I – Медвежинский трог; II – трог Орла; III – желоб Франц-Виктории; IV – желоб Святой Анны; V – желоб Воронина. 1 – изобаты 250, 500, 2500, 3190, 3600, 3800 м; 2 – положение сейсмического профиля ARC1407A (Россия).

возраста океанического фундамента [Зайончек и др., 2023]. В Евразийском бассейне выполнено всего несколько сейсмических профилей, начинающихся от континентальной окраины и пересекающих или оканчивающихся в рифтовой долине хр. Гаккеля (см. рис. 1). К сожалению, в центральной части бассейна сейсмические профили заложены так, что на хребте они пересекают пририфтовые горы, а не проходят над межгорными впадинами, что не позволяет провести прямую корреляцию ОГ или их части из котловин в рифтовую долину хребта.

Единственным способом корреляции остаются теоретические расчеты возраста океанической коры. В работе [Amundsen et al., 2011] результаты сеймостратиграфической привязки гляцио-морских отложений в рифтовой долине хр. Книповича, достигших ее в периоды основных этапов сноса с шельфовой области (GI, GII, GIII, см. рис. 1), сопоставлялись с теоретическими расчетами возраста океанической коры, полученными на основании среднего значения полускорости раскрытия хр. Книповича. В настоящем исследовании выполнены расчеты теоретического положения осей линейных аномалий (ТЛМА), основанные на положении полюсов вращения Северо-Американской и Евразийской плит и углов раскрытия из работы [Merkouriev, 2014] (табл. 1).

Сеймостратиграфическая привязка сейсмического профиля ARC1407A представлена на рис. 7а, 7б и в доп. материалах. Над сейсмическим разрезом вынесено положение ТЛМА и соответствующий им возраст. Для удобства сопоставления общая индексация сейсмокомплексов унаследована из работы [Зайончек и др., 2023].

Положение современного центра спрединга, относительно которого проведены расчеты, заимствовано из работы [Зайончек и др., 2023], в которой установлено локальное поднятие в центре рифтовой долины, по характеру сейсмической записи это поднятие может отождествляться с неовулканом. Возраст формирования некоторых ОГ, установленных для западной и северо-западной окраин Баренцева моря и прилегающих глубоководных котловин (см. рис. 2), не соответствует границам хронов магнитной полярности. Поэтому точки теоретического возраста океанической коры ~ 0.42 (R2), ~ 0.99 (R4) и ~ 2.7 (R7) млн лет определены линейной интерполяцией. Положение ТЛМА (см. рис. 7а) и их возраст старше хроны 3An.1y (~ 6 млн лет) из работы [Зайончек и др., 2023]. Положение ТЛМА и их возраст моложе хроны 3An.1y (~ 6 млн лет) определены в настоящей работе (см. рис. 7б, доп. материалы).

Если опираться на результаты сеймостратиграфической привязки гляцио-морских отложений северо-восточной части Норвежско-Гренландского бассейна (см. рис. 2), то возраст части выделяемых ОГ в пределах рифтовой долины хр. Гаккеля (см. рис. 7б) совпадает с границами R1 (~ 0.2 млн лет), R2 (~ 0.42 млн лет), R3 (~ 0.773 млн лет) и R4 (~ 0.99 млн лет), поэтому осадочные сейсмокомплексы, ограниченные поверхностями ОГ нами индексированы как НА-7-I, НА-7-II, НА-7-III, НА-7-IV (НА – котловины Нансена, 7 – уровень толщи, согласно [Зайончек и др., 2023], I – индексация сейсмокомплекса). В пределах сейсмокомплекса выделяются дополнительные ОГ, но существует неопределенность в их стратиграфической привязке.

1. В пределах центральной части рифтовой долины самый верхний сейсмокомплекс НА-7-IV (~ 0.42 млн лет) непосредственно налегает на участок океанического фундамента Ф1 (см. рис. 7б, доп. материалы), поэтому выделяемые в ее пределах ОГ не могут быть сеймостратиграфически привязаны в рамках используемой методики.

2. Сейсмический разрез в пределах верхних сводных сейсмокомплексов НА-7 в котловине Нансена и АМ-6 в котловине Амундсена заметно различается (см. рис. 7а). В котловине Нансена выделяются значительные области потери или частичной потери когерентности сигнала, которые интерпретируются как оползневые тела или интенсивные турбидитные потоки [Engen et al., 2009; Соколов и др., 2021; Зайончек и др., 2023]. На северном фланге хр. Гаккеля из-за изрезанности поверхности фундамента существует область неопределенности (А–А') корреляции ОГ (более подробно см. [Зайончек и др., 2023]). В котловине Амундсена характер отражений в основном достаточно четкий, и осадочный чехол с возрастом < 10.2 млн лет можно условно разделить на три сейсмокомплекса – АМ-6-I, АМ-6-II, АМ-6-III (см. рис. 7а, доп. материалы), в пределах которых наблюдается незначительная потеря когерентности сигнала.

3. Выступающие пририфтовые горы не позволяют выполнить непрерывное трассирование ОГ.

В силу используемой методики сеймостратиграфической привязки и описанных выше неопределенностей логичным является выявить закономерности формирования осадков в пределах рифтовой долины (центр – возраст 0 млн лет) и ее ближайших флангов (см. рис. 7б, доп. материалы). На данном участке, по характеру сейсмической записи, сейсмокомплекс НА-7-IV (подошва – R2,

Таблица 1. Положения полюсов раскрытия Северо-Американской и Евразийской плит полууглов раскрытия, по [Merkouriev, De Mets, 2014]

Магнитные хроны	Возраст, млн лет	Полюс раскрытия		Полуугол раскрытия	Сеймостратиграфическая привязка	Примечание
		широта°	долгота°			
1no	0.2	-60.32	320.4	0.0790	R1	Линейная интерполяция
	0.42				R2	
	0.773				R3	Линейная интерполяция
	0.99				R4	
2ny	1.5	-63.65	315.8	0.1815	R5	Линейная интерполяция
	1.775				R6	
	2.595				R7	
2An.1y	2.7	-63.81	318.16	0.2690		
2An.3o	3.596	-62.94	319.02	0.3720		
3n.1y	4.187	-62.38	317.91	0.4290		

Примечание. Окончание хрон — у (young), начало хрон — о. Полууглы раскрытия получены путем двукратного уменьшения углов раскрытия. Сеймостратиграфическая привязка и индексация ОГ, по [Faleide et al., 1996; Alexandropoulou et al., 2021]. Возраст в соответствии с геохронологической шкалой GTS2020, по [Gradstein et al., 2020].

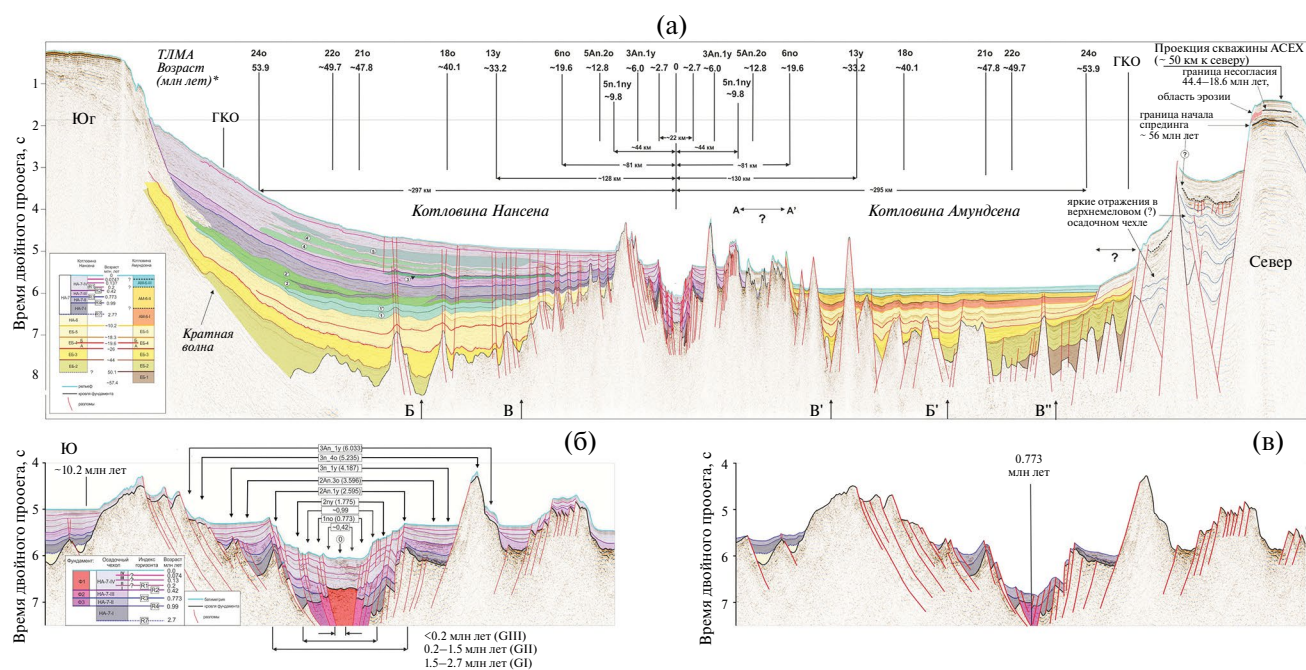


Рис. 7. Сеймостратиграфическая интерпретация временного сейсмического разреза вдоль линии профиля ARC1407A. а — полный разрез; б — укрупненная центральная часть разреза; в — реконструкция центральной части разреза для теоретического возраста океанической коры ~0.773 млн лет. А–А', Б–Б' — области неопределенности трассирования опорных горизонтов в верхней части осадочного чехла. Выделяемые области потери когерентности сигнала (подводные оползни), сформированные во время различных циклов осадконакопления (см. рис. 2): 1,1' и 2,2' — цикл I, 3 — цикл II, 4,4 и 5 — цикл III.

Сокращения: ТЛМА — положение теоретических линейных магнитных аномалий на линии профиля.

~0.42 млн лет, MIS 12/11) разделяется характерными ОГ на четыре сеймопачки (НА-7-IV-I, НА-7-IV-II, НА-7-IV-III, НА-7-IV-IV).

Логично предположить, что разделяющие сейсмокомплекс три ОГ коррелируются с границами R1 (~0.2 млн лет), MIS 6/5 (~0.13 млн лет) и MIS 5/4 (~0.073 млн лет) (см. рис. 2, 7б, доп. материалы). Особенности взаимоотношений этих трех ОГ очень четко проявляются в пределах флангов хребта в области океанической коры теоретического возраста от ~2.595 млн лет (от бортов рифтовой долины до пририфтовых гор).

В пределах двух нижних сеймопачек (НА-7-IV-I, НА-7-IV-II) отражающие горизонты отчетливо параллельны, и их форма повторяет отражение внутри лежащего ниже сейсмокомплекса НА-7-III. Мощность вышележащей сеймопачки (НА-7-IV-III) закономерно уменьшается от пририфтовых гор в сторону поднятых бортов рифтовой долины, вплоть до выклинивания, чего не наблюдается в самой верхней сеймопачке (НА-7-IV-IV). При этом на южном фланге фиксируется выполаживание углов отражений по сравнению с наблюдаемыми в нижележащих сеймопачках. Это говорит о том, что осадки формировались на различных геодинамических этапах развития рифтовой долины и ее ближайших флангов.

Можно предложить следующий сценарий формирования верхнего сейсмокомплекса НА-7-IV. Хребет Гаккеля (участок океанической коры моложе ~20 млн лет [Глебовский, 2006]) относится к супермедленному спредингу, т.е. характеризуется импульсивным раскрытием, когда этап тектонического затишья сменяется этапом тектоно-магматической активизации. Три нижних сейсмокомплекса (НА-7-IV-I, НА-7-IV-II, НА-7-IV-III) сформировались достаточно быстро в период тектонического затишья, который начался ~0.42 млн л.н., и характеризовался отсутствием значительного растяжения в данном сегменте, о чем свидетельствует постоянство мощностей в пределах рифтовой долины. В северной части рифтовой долины в пределах данных сейсмокомплексов выделяются контрастные отражения, которые могут интерпретироваться как внедрение базальтов и начало фазы активизации. Как следствие, начался подъем бортов рифтовой долины, что привело к эрозии сеймопачки НА-7-IV-III и локальному переотложению неконсолидированных осадков, которому могло способствовать увеличение сейсмичности. Осадки поступали в сторону рифтовой долины, поэтому и наблюдается увеличение мощности

данной сеймопачки. Самая верхняя сеймопачка (НА-7-IV-IV) сформировалась с задержкой по времени, после чего наступило усиление тектоно-магматической активизации.

В центре рифтовой долины в пределах этой сеймопачки фиксируется усиление отражений и частичная потеря корреляции, что может быть интерпретировано как современное внедрение базальтов в осадочный чехол в виде силлов и даек (с деформированием осадочного чехла), а центральное локальное поднятие — как неовулкан. Для обсуждаемого участка сейсмического профиля были выполнены две станции сейсмического зондирования (sonobuoy) [Nikishin et al., 2018]. Скорости для самых верхов разреза составляют 1.6 км/с, для средней его части — 1.9 км/с. Повышенные скорости (2.5–2.7 км/с) в нижней части разреза могут отражать внедрения в осадки базальтов.

Современная и недавняя магматическая активизация в данном сегменте хр. Гаккеля косвенно подтверждается установлением в пределах его рифтовой долины двух поднятий и отдельной подводной горы [Michael et al., 2003] в расположенном западнее сегменте. Данный участок, получивший название “Район 85° в.д.”, детально закартирован многолучевым эхолотированием в рамках проекта AGAVE-2007, которое установило в пределах осевой части рифтовой долины три вулкана конической формы с признаками современных и недавних извержений — Оден, Тор и Лок (Oden, Thor, Loke), по [Pontbriand et al., 2012]. Они расположены вблизи осевых вулканических хребтов — Поднятие Джессики и Поднятие Дюка (Jessica’s Hill, Duque’s Hill). Детальные фотоснимки морского дна фиксируют в пределах осевой долины присутствие многочисленных небольших по объему потоков лав различного возраста и морфологии, а также рыхлых вулканокластических отложений мощностью до 10 см. Потоки лавы, по-видимому, извергались из ряда отдельных источников в осевой долине шириной 12–15 км.

Нижележащий сейсмокомплекс НА-7-III (~0.42–0.773 млн лет), подошва которого ограничена ОГ R3, в общих чертах повторяет геометрию нижней части вышележащего сейсмокомплекса, но характеризуется наличием в нем контрастных отражений, что может свидетельствовать о магматической активизации в период его формирования. Простейшее совмещение сейсмического разреза на возраст ~0.773 млн л.н., когда теоретически началось формирование сейсмокомплекса (см. рис. 7в, доп. материалы), показывает хорошее совпадение ОГ в пределах рифтовой долины

и приподнятых флангов, но ее отсутствие в межгорных впадинах пририфтовых гор в котловине Амундсена.

Нижележащий сейсмокомплекс НА-7-II (~0.773–0.99 млн лет), подошва которого ограничена ОГ R4, повторяет геометрию вышележащего сейсмокомплекса и характеризуется наличием контрастных отражений. Контрастность отражений несколько ниже, что, по всей видимости, обусловлено началом интенсивного затухания сейсмического сигнала. Мощность сейсмокомплекса на флангах хребта со стороны котловины Нансена несколько выше, чем на противоположенной стороне в котловине Амундсена (см. рис. 7б, 7в, доп. материалы).

Нижний сейсмокомплекс (НА-7-I, >~0.99 млн лет) в прибортовой части рифтовой долины и на ее бортах налегает на океанический фундамент. Сейсмокомплекс характеризуется несколькими особенностями (см. рис. 2, 7б, доп. материалы). Возраст его появления в рифтовой долине, согласно теоретическим расчетам, составляет ~1.775 млн лет, что соответствует границе R6, согласно [Alexandropoulou et al., 2021]. На фланге в сторону котловины Амундсена сейсмокомплекс отличается существенно меньшей мощностью, чем на симметричном фланге в сторону котловины Нансена.

Центральная часть рифтовой долины (Ф1, см. рис. 7б), согласно теоретическим расчетам, сформировалась за период времени <0.42 млн лет. Мощность сейсмокомплекса НА-7-IV составляет ~0.7 с, что при средней скорости 1.8 км/с дает мощность ~630 м. Тогда осредненная скорость осадконакопления составляет 1.5 км/млн лет, что выглядит избыточным для пелагического типа осадконакопления. Более правдоподобным выглядит вариант “мгновенного” накопления в рифтовой долине мощной осадочной оболочки за счет интенсивных оползневых и турбидитных потоков из трогов континентальной окраины, что установлено для северо-восточной части Норвежско-Гренландского бассейна (см. выше).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Протяженность конуса выноса Медвежинского трога, начиная от современной бровки континентального склона в сторону глубоководного бассейна, составляет около 620 км (см. рис. 3). Это значительно больше расстояния (~370 км) от бровки континентального склона до рифтовой долины хр. Гаккеля вдоль линии сейсмического

профиля ARC1407A (см. рис. 7а) и сопоставимо с расстоянием от современной бровки Медвежинского трога до северного участка хр. Мона, где зафиксированы гляцио-морские отложения. Спорадическое развитие отложений с возрастом <2.7 млн лет в рифтовой долине хр. Книповича объясняется задержкой пририфтовыми горами оползневых и турбидитных потоков, поступавших из трогов западной окраины Баренцева моря. Огибая подводные горы, потоки поступают в долину только по межгорным впадинам.

Подобный механизм формирования осадков, по-видимому, справедлив и для центральной и, частично, восточной частей рифтовой долины хр. Гаккеля. Углы наклона свидетельствуют (см. рис. 5), что при подходе к рифтовой долине со стороны котловины Нансена сейсмический профиль ARC1407A пересекает край локального участка пририфтовых гор, и западнее расположено понижение рельефа – межгорная впадина осевой части рифта.

Можно предположить следующий сценарий цикличного формирования гляцио-морских отложений позднеплиоценового–четвертичного возраста в Евразийском бассейне. По размерам желоб Святой Анны незначительно уступает Медвежинскому трогу, о чем свидетельствует его большая площадь в пределах изобаты 500 м (см. рис. 1). Так же, как и Медвежинский трог, в период позднеплиоценового–четвертичного этапа желоб Святой Анны служил основной “транспортной артерией” поступления осадочного материала гляцио-морских отложений в котловину Нансена, что подтверждается существованием напротив него протяженной системы подводных каньонов, продолжающейся вплоть до пририфтовых гор хр. Гаккеля (см. рис. 6).

На сейсмических профилях, расположенных в котловине Нансена севернее архипелага Земля Франца-Иосифа (рис. 8), начинающихся на восточном фланге желоба Франц-Виктории и западном фланге желоба Святой Анны, выделяются значительные области потери корреляции сейсмического сигнала, которые интерпретируются как турбидитные потоки и оползни [Соколов и др., 2021; Зайончек, Меркурьев, 2021]. Подобные объекты выделяются и на сейсмическом профиле AWI 20010100 (см. рис. 1, 8), расположенном напротив устья трога Орла [Engen et al., 2009].

Во время I-го этапа гляцио-морской седиментации (~2.7–1.5 млн лет – GI по [Faleide, 1996; Alexandropoulou et al., 2021]) происходило лавинообразное накопление осадков в виде подводных

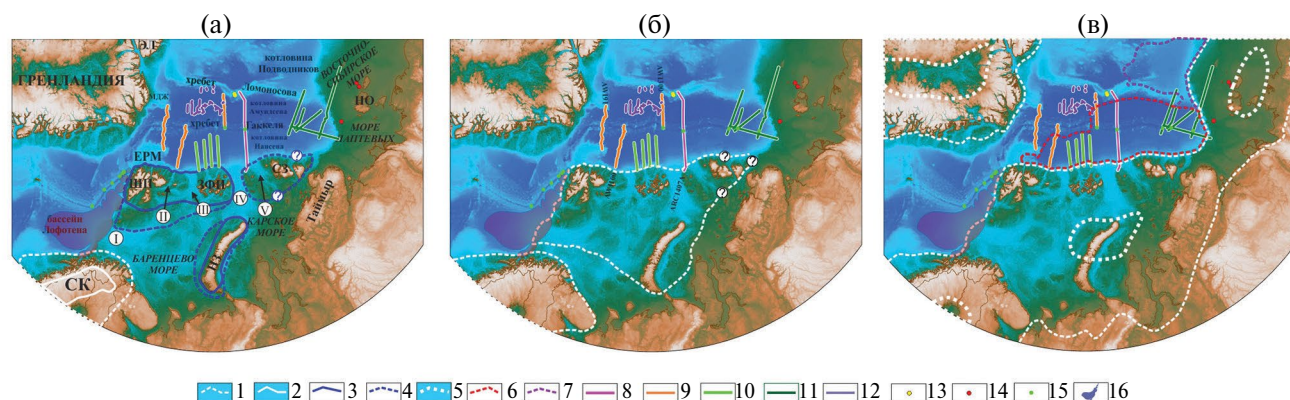


Рис. 8. Модели основных этапов распространения ледового покрова в Арктике, начиная с позднего плейстоцена (по [Knies et al., 2009; Гросвальд, 2009; Alexandropoulou et al., 2021] с дополнениями).
Основа – цифровая модель рельефа IBCAO v.4 [Jacobson et al., 2020].

а – этап 1 (в период ~2.7–1.5 млн л.н.); б – этап 2 (в период ~1.5–0.42 млн л.н.); в – этап 3 (в период <~0.11 млн л.н.).
Сокращения: СК – Скандинавия, ШП – арх. Шпицберген, ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа, СЗ – арх. Северная Земля, НЗ – арх. Новая Земля, НО – Новосибирские острова, ЕРМ – плато Ермак, МДЖ – поднятие Моррис-Джесуп.

I – Медвежинский трог; II – трог Орла; III – желоб Франц-Виктории; IV – желоб Св. Анны; V – желоб Воронина.
1–4 – области максимального и минимального распространения ледового покрова в периоды времени: 1 – максимальная ~2.7–1.5 млн л.н.; 2 – минимальная ~2.7–1.5 млн л.н.; 3 – максимальная ~2.7–2.58 млн л.н.; 4 – максимальная ~1.95–1.5 млн л.н.; 5 – центры ледовых покровов в период <~0.11 млн л.н.; 6, 7 – области распространения гляцио-морских отложений с возрастом <~2.7 млн лет в глубоководных участках Евразийского бассейна и котловины Подводников: 6 – снесенных с баренцево-карской и лаптевоморской континентальных окраин, 7 – снесенных с восточно-сибирской континентальной окраины; 8–12 – положение сейсмических профилей: 8 – ARC1407A (Россия), (по [Зайончек и др., 2023]), 9 – AWI (Германия), (по [Jokat, Micksch, 2004]), 10 – ARC (Россия), (по [Зайончек и др., 2023]), 11 – ARC (Россия), (по [Nikishin et al., 2018]), 12 – Lomrog (Дания/Канада), (по [Castro et al., 2018]); 13, 14 – положение скважин: 13 – ACEX, (по [Backman et al., 2006]), 14 – неглубоких стратиграфических (Россия), (по [Малышев и др., 2024]); 15 – зафиксированные по сейсмическим данным области распространения гляцио-морских отложений в рифтовой долине хр. Книповича и Мона (по [Гусев, Шкарубо, 2001; Amundsen et al., 2011;]); 16 – область распространения гляцио-морских отложений в северо-восточной части Норвежско-Гренландского бассейна.

Полупрозрачная заливка – контур плейстоцен-плейстоценовых оползней в северо-восточной части Норвежско-Гренландского бассейна (полупрозрачная заливка) (по [Safronova et al., 2017]).

оползней (см. рис. 2, 8а). Мы предполагаем, что формирование Карского ледника, который захватывал и желоб Воронина, наступило примерно синхронно времени образования Баренцево-Карского и Новоземельского ледовых покровов (см. рис. 8а). Рельеф в котловине Нансена отличался от современного, и впадина была более глубоководной. По всей видимости, он занимал примерно среднее положение между современным рельефом и нижней поверхностью предполагаемых оползневых тел. Если сравнивать отражения в средней части сейсмического разреза по обе стороны хребта, то они отличаются углами падения. В котловине Амундсена происходит их углубление от подножия хр. Ломоносова в направлении хр. Гаккеля. Примерно в середине котловины Нансена они, напротив, начинают подниматься на хребет. Такая геометрия свидетельствует о погружении земной коры из-за невозможности полной компенсации за счет собственной упругости

под влиянием массы лавинообразно поступающего материала, сформировавшего гляцио-морские отложения.

До гляцио-морского этапа осадки в котловину Нансена поступали с Баренцево-Карского шельфа [Nikishin et al., 2018] и должны были формировать на континентальном склоне проградационный комплекс. Движение ледников по желобам в сторону котловины Нансена привело к срыву ранее образованных на континентальном склоне осадочных толщ и возникновению подводных оползней. Формирование подобных структур в гляцио-морской период хорошо изучено на континентальном склоне Скандинавии. В данном сегменте установлено около 40 подводно-оползневых тел, возникших за последние ~2.7 млн лет – 4 тыс. лет назад [Мазарович и др., 2024]. Крупнейшим в мире является подводный оползень Сторегга [Smith et al., 2004], протяженность стенки отрыва которого составляет

~290 км. Перемещение оползня на расстояние около 770 км произошло ~8.2 тыс. л.н.

Наблюдаемые нижние две области потери корреляции сейсмического сигнала 1 и 1' (см. рис. 7а, доп. материалы), интерпретируемые как подводные оползни, отражают перемещение сформированных ранее осадочных толщ в сторону хр. Гаккеля. Если привязывать этот 1-й импульс лавинообразного осадконакопления (см. рис. 2) к норвежской западной континентальной окраине Баренцева моря, он может соответствовать этапу GI (~2.7–1.5 млн л.н.).

1-й импульс (области потери корреляции 1 и 1', см. рис. 7а, доп. материалы) сгладил палеорельеф в центральной части котловины Нансена. Во время 2-го импульса (области потери корреляции 2 и 2') подводные оползни на некоторое время “задержались” в нижней части континентального склона, сглаживая рельеф. При движении от центра котловины в сторону хр. Гаккеля на сейсмическом разрезе фиксируется переход от хаотичной записи к частично хаотичной и последующему появлению пачек хорошо читаемых отражений. Это можно интерпретировать как переход от оползней к мутьевым потокам, но значительной кинетической энергии, что позволило им достичь пририфтовых гор. Обходя последние и заполняя межгорные впадины, они начали достигать палеорифтовой долины хр. Гаккеля ~1.775 млн л.н., но своей максимальной интенсивности достигли ~0.99 млн л.н. (см. рис. 7а–7в, доп. материалы). Подводные мутьевые потоки были интенсивными, двигались с высокой скоростью и практически “пролетали” над рифтовой долиной, осаждаясь на фланге хребта в котловине Амундсена.

Эти два импульса, схожих по механизму осадконакопления (подводные оползни), можно рассматривать как 1-й цикл, в период которого (~2.7–0.99 млн л.н.) сформировался сейсмокомплекс НА-7-I.

Следующий этап осадконакопления (~0.99–0.42 млн л.н.) значительно отличался от предыдущих. В пределах выделяемых сейсмокомплексов (НА-7-II НА-7-III) только в самом верху присутствует область частичной хаотичности сигнала. В целом временной разрез характеризуется частичной потерей когерентности сигнала. Устойчиво наблюдается тенденция сужения единичных отражений в сторону хребта, что может свидетельствовать об осаднении грубообломочной части в пределах континентального склона и большей обводненностью потоков по мере удаления от него. Данный цикл можно

охарактеризовать как преобладание турбидитных потоков.

Заключительный этап (НА-7-IV, <~0.42 млн л.н.) происходил в смешанных условиях существования как турбидитных потоков, так и подводных оползней. Видимо, это связано с изменением границ ледового покрова и изменением уровня моря. Существующей сети сейсмических профилей в котловине Нансена пока недостаточно для установления более детальных закономерностей. Профили ARC14 (см. рис. 1) не продолжают до рифтовой долины, и некоторые из них в северной части расположены над подводными горами, что не позволяет применять использованную в данной работе методику сейсмостратиграфической привязки.

На наш взгляд, сейсмостратиграфическое подразделение верхней части разреза в котловине Амундсена остается проблематичным. Временной сейсмический разрез (см. рис. 7а, доп. материалы) свидетельствует о различии в механизмах осадконакопления в котловинах Амундсена и Нансена. В работе [Castro et al., 2018] предполагается поступление осадков в позднем плейстоцене в западную часть котловины Амундсена с северного шельфа Гренландии. Геоморфологический анализ (см. рис. 5, 6) свидетельствует о значительном поступлении осадков в восточную и центральную части котловины Амундсена со стороны моря Лаптевых.

Долгие годы дискутировался вопрос о возможном оледенении Новосибирских островов и всего окружающего их Восточно-Арктического шельфа. Одна группа ученых предполагает покровное оледенение в плейстоцене всей северной полярной области – модель Панарктического ледникового покрова [Hughes et al., 1977; Котляков, 1994; Grosswald, Hughes, 1995, 1998; Hughes, 1998; Гросвальд, 2009]. Другие исследователи являются сторонниками концепции “ограниченного оледенения” [Величко и др., 1979; Павлидис и др., 1998], допускающей возникновение лишь локальных ледниковых шапок.

Полевые наблюдения естественных обнажений четвертичных отложений Новосибирских островов, геохимические и изотопные исследования пластовых льдов подтвердили предположение о существовании ранее в данном районе покровного оледенения [Басилян, Никольский, 2010], начало которого относится ко второй половине среднего неоплейстоцена [Голионко и др., 2019], что соответствует границе с возрастом ~0.13 млн лет (см. рис. 2, 7а, 7б).

Выполненное на северном шельфе моря Лаптевых неглубокое стратиграфическое бурение, положение скважин которого показано на рис. 1 и 8, сопровождалось сейсмоакустическими работами сверхвысокого разрешения [Малышев и др., 2023]. На отдельных участках зафиксировано, что породы самого верхнего сейсмокомплекса вовлечены в интенсивные складчато-надвиговые деформации, подобные гляциодислокациям на острове Новая Сибирь [Вержбицкий и др., 2024]. Хотя на рис. 8в нанесено положение контура области максимального распространения ледового покрова на восточно-арктических морях в соответствии с работой [Гросвальд, 2009], вопрос площади его распространения остается открытым. По мнению авторов работы [Басилян, Никольский, 2010], центрами оледенения были возвышенности островов Жохова и Беннетта архипелага Де Лонга. С этих возвышенностей лед мог растекаться во всех направлениях, частично захватывая Новосибирские острова. В этом случае верхняя часть осадочного чехла в котловинах Амундсена и Подводников может быть представлена гляцио-морскими отложениями второй половины среднего неоплейстоцена. В восточной части котловины Нансена вблизи побережья моря Лаптевых, где на склоне известны оползневые тела [Kaminsky et al., 2024], по всей видимости, ледниковое осадконакопление началось ранее в позднем плиocene.

ВЫВОДЫ

1. Значительные мощности осадочного чехла в котловине Нансена сформированы гляцио-морскими отложениями, накапливавшимися с конца позднего плиocene.

2. Интерпретация временного разреза сейсмического профиля ARC1407A допускает возможность использования схемы сеймостратиграфической привязки гляцио-морских отложений, ранее разработанной для западной части Баренцева моря и северо-восточной части прилегающего глубоководного бассейна.

3. В результате геоморфологического анализа в котловине Нансена и в восточной части котловины Амундсена выделены системы протяженных каньонов.

4. В центральной части котловины Нансена поступление материала гляцио-морских отложений происходило одновременно из двух близко расположенных желобов — Святой Анны и Воронина.

5. Накопление гляцио-морских отложений в центральной части котловины Нансена характеризовалось цикличностью, главными поставщиками осадочного материала служили подводные оползни и турбидинные потоки.

6. В центральной и восточной частях рифтовой долины хр. Гаккеля также присутствуют гляцио-морские отложения значительной мощности.

7. В котловине Амундсена и Подводников формирование гляцио-морских отложений могло начаться во второй половине среднего неоплейстоцена.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи:
<https://doi.org/10.31857/S0024497X25050029>

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны рецензентам д.г.-м.н. Н.П. Чамову и к.г.-м.н. И.С. Патиной, чьи замечания помогли существенно улучшить текст и графику статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена на средства проекта Российского научного фонда № 24-17-00097 “Атлантико-Арктическая рифтовая система: сегментация, эволюция, структурообразование и современная геодинамика”, руководитель — С.Ю. Соколов.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Басилян А.Э., Никольский П.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Возраст следов покровного оледенения Новосибирских островов по данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ — датирования раковин моллюсков // Стрoение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Т. 4 / Гл. ред. Ю.Г. Леонов. М.: Paulsen, 2010. С. 506—514.

Величко А.А. Проблемы реконструкций позднеплейстоценовых ледниковых покровов на территории СССР // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1979. № 6. С. 12—26.

Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Колубакин А.А. и др. Новые данные о тектонике северо-востока моря Лаптевых (по результатам экспедиционных исследований и стратиграфического бурения) // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проб-

- лемы-2024. Материалы LV Тектонического совещания / Отв. ред. К.Е. Дегтярев. М.: ГЕОС, 2024. Т. 1. С. 80–86.
- Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н. и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.
- Голионко Б.Г., Басилян А.Э., Никольский П.А. и др. Складчато-надвиговые деформации о. Новая Сибирь (Новосибирские острова, Россия): возраст, морфология и генезис структур // Геотектоника. 2019. № 6. С. 46–64.
- Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // Материалы гляциологических исследований. Вып. 106 / Под. ред. В.М. Котлякова. М.: Наука, 2009. 153 с.
- Гусев Е.А., Шкарубо С.И. Аномальное строение хребта Книповича // Российский журнал Наук о Земле. 2001. Т. 3. № 2. С. 165–181.
- Зайончек А.В., Меркурьев С.А. Новые результаты идентификации линейных магнитных аномалий западной части котловины Нансена и их применение при сейсмостратиграфическом анализе // Геология морей и океанов. Материалы XXIV Международной научной конференции школы по морской геологии. М.: ИО РАН, 2021. Т. IV. С. 70–74.
- Зайончек А.В., Соколов С.Ю., Соловьев А.В. Эволюция Евразийского бассейна в дочетвертичное время: результаты интерпретации сейсмического профиля ARC1407a // Геотектоника. 2023. № 6. С. 3–42.
- Карасик А.М. Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиции тектоники плит // Проблемы геологии полярных областей Земли / Под ред. И.С. Грамберга, В.М. Лазуркина, М.Г. Равича, Б.В. Ткаченко. Л.: НИИГА, 1974. С. 23–31.
- Мазарович А.О., Абрамова А.С., Добролюбова К.О. и др. Вероятность формирования оползней на норвежской континентальной окраине // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2024. Вып. 61. № 1. С. 42–56.
- Мальшев Н.А., Вержбицкий В.Е., Данилкин С.М. и др. Первые результаты стратиграфического бурения на северо-востоке моря Лаптевых // ДАН. 2024. Т. 515. № 1. С. 26–35.
<https://doi.org/10.31857/S2686739724030048>
- Рекант П.В., Гусев Е.А. Структура и история формирования осадочного чехла рифтовой зоны хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 9. С. 1634–1640.
- Рекант П.В., Петров О.В., Гусев Е.А. Модель формирования седиментационной системы Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана как основа для реконструкции его тектонической истории // Геотектоника. 2021. № 5. С. 27–50.
- Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Чамов Н.П., Патица И.С. Палеоген–четвертичная полифациальная осадочная система южного обрамления котловины Нансена // Литология и полез. ископаемые. 2021. № 5. С. 389–405.
- Alexandropoulou N., Winsborrow M., Andreassen K. et al. Continuous seismostratigraphic framework for the Western Svalbard–Barents Sea margin over the last 2.7 Ma: Implications for the Late Cenozoic glacial history of the Svalbard–Barents Sea ice sheet // Front. Earth Sci. 2021. V. 9. 656732.
<https://doi.org/10.3389/feart.2021.656732>
- Amundsen I.M.H., Blinova M., Hjelstuen B.O. et al. The Cenozoic western Svalbard margin: Sediment geometry and sedimentary processes in an area of ultraslow oceanic spreading // Mar. Geophys. Res. 2011. V. 32. P. 441–453.
- Andreassen K., Nilssen L.C., Rafaelsen B., Kuilman L. Three-dimensional seismic data from the Barents Sea margin reveal evidence of past ice streams and their dynamics // Geology. 2004. V. 32. P. 729–732.
- Andreassen K., Odegaard C. M., Rafaelsen B. Imprints of former ice streams, imaged and interpreted using industry three-dimensional seismic data from the south-western Barents Sea // Seismic Geomorphology: Applications to Hydrocarbon Exploration and Production / Eds R.J. Davies, H.W. Posamentier, L.J. Wood, J.A. Cartwright. London: Geological Society, 2007. P. 151–169.
- Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A. et al. Arctic Coring Expedition (ACEX) // Proc. Integr. Ocean Drill. Program Leg. 302. 2006.
<https://doi.org/10.2204/iodp.roc.302.2006>
- Batchelor C.L., Dowdeswell J.A. The physiography of High Arctic cross-shelf Troughs // Quat. Sci. Rev. 2014. V. 92. P. 68–96.
- Bonvalot S., Balmino G., Briais A. et al. World Gravity Map. Ed. by BGI-CGMW-CNES-IRD, (Commission for the Geological Map of the World. Paris. 2012).
<https://bgi.obs-mip.fr/activities/projects/world-gravity-map-wgm>
- Bruvoll V., Breivik A.J., Mjelde R., Pedersen R.B. Burial of the Mohn–Knipovich seafloor spreading ridge by the Bear Island Fan: Time constraints on tectonic evolution from seismic stratigraphy // Tectonics. 2009. V. 28(4). P. 1–14.
- Butt F.A., Elverhoi A., Solheim A., Forsberg C.F. Deciphering late Cenozoic development of the western Svalbard margin from ODP site 986 results // Mar. Geol. 2000. V. 169. P. 373–390.
- Castro C.F., Knutz P.C., Hopper J.R., Funck T. Depositional evolution of the western Amundsen Basin, Arctic Ocean: Paleooceanographic and tectonic implications // Paleoceanograph. Paleoclimatol. 2018. V. 33.
<https://doi.org/10.1029/2018PA003414>
- Channell J.E.T., Smelror M., Jansen E. et al. Age models for glacial fan deposits off East Greenland and Svalbard (ODP Site 986 and Site 987) // Proc. ODP Sci. Results. 1999. V. 162. P. 149–166.
- Dessandier P.-A., Knies J., Plaza-Faverola A., Labrousse C., Renoult M., Panieri G. et al. Ice-sheet melt drove methane

- emissions in the Arctic during the last two interglacials // *Geology*. 2021. V. 49(7). P. 799–803.
- Eidvin E., Nagy J.* Foraminiferal biostratigraphy of Pliocene deposits at Site 986, Svalbard margin // *Proc. ODP Sci. Results*. 1999. V. 162. P. 3–17.
- Engen Ø., Faleide J.I., Dyreng T.K.* Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // *Tectonophysics*. 2008. V. 450. P. 51–69.
- Engen Ø., Gjengedal J.A., Faleide J.I. et al.* Seismic stratigraphy and sediment thickness of the Nansen Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 176. P. 805–821.
- Faleide J.I., Solheim A., Fiedler A., Vanneste K.* Late Cenozoic evolution of the Western Barents Sea–Svalbard continental margin // *Global Planet. Change*. 1996. V. 12(1–4). P. 53–74.
- Fiedler A., Faleide J.I.* Cenozoic sedimentation along the southwestern Barents Sea margin in relation to uplift and erosion of the shelf // *Global Planet. Change*. 1996. V. 12. P. 75–93.
- Forsberg C.F., Solheim A., Elverhoi A. et al.* The depositional environment of the western Svalbard margin during the late Pliocene and the Pleistocene: Sedimentary facies changes at Site 986 // *Proc. ODP Sci. Results*. 1999. V. 162. P. 233–246.
- Gaina C., Roest W.R., Muller R.D.* Late Cretaceous–Cenozoic deformation of northeast Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 197. P. 273–286.
- Geissler W.H., Jokat W.* A geophysical study of the northern Svalbard continental margin // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 158. P. 50–66.
- The Geologic Time Scale / Eds F.M. Gradstein, J.C. Ogg, M.D. Smith, G.M. Ogg, Oxford, UK: Elsevier Sci., 2020. 1357.
- Harishidayat D., Johansen S. E., Batchelor C. et al.* Pliocene–Pleistocene glacimarine shelf to slope processes in the south-western Barents Sea // *Basin Res.* V. 22(2). P. 1315–1336.
- Hjelstuen B.O., Eldholm O., Faleide, J.I.* Recurrent Pleistocene megafailures on the SW Barents Sea margin // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 258. P. 605–618.
- Jakobsson M., Mayer L.A., Bringensparr C. et al.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean. Version 4.0 // *Scientific Data*. 2020. V. 176(7). <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>
- Jokat W., Micksch U.* Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31(2). P. 1–4.
- Jansen E., Raymo M. E., Blum P.* The leg 162 Shipboard Scientific Party. 1996. in *Proceedings of the Ocean Drilling Program*. V. 162. College Station. TX. 1182.
- Kaminsky D.V., Chamov N.P., Zhilin D.M. et al.* New Data on the Structure of the Laptev Sea Flank of the Gakkel Ridge (Arctic Ocean) // *Lithology and Mineral Resources*. 2024. V. 59. № 6. P. 598–610.
- Kitamura A., Kawagoe T.* Eustatic sea-level change at the Mid-Pleistocene climate transition: new evidence from the shallow-marine sediment record of Japan // *Quat. Sci. Rev.* 2006. V. 25. P. 323–335.
- Knies J., Matthiessen J., Vogt C., Laberg J.S. et al.* The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea–Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy // *Quat. Sci. Rev.* 2009. V. 28(9). P. 812–829.
- Mattingsdal R., Knies J., Andreassen K., Fabian K., Husum K., Grosfjeld K. et al.* A new 6 Myr stratigraphic framework for the Atlantic-Arctic Gateway // *Quat. Sci. Rev.* 2014. V. 92. P. 170–178.
- Medvedev S., Faleide J.I., Hartz E.H.* Cenozoic reshaping of the Barents–Kara Shelf: Influence of erosion, sedimentation, and glaciation // *Geomorphology*. 2023. V. 420. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108500>
- Merkouriev S., DeMets C.* High-resolution Quaternary and Neogene reconstructions of Eurasia–North America plate motion // *Geophys. J. Int.* 2014. V. 198. P. 366–384.
- Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J.B. et al.* Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // *Nature*. 2003. V. 423(6943). P. 956–961.
- Moore I.D., Neiber J.L.* Landscape assessment of soil erosion and non-point source pollution // *J. Minn. Acad. Sci.* 1989. V. 55. P. 18–24.
- Myhre A., Thiede J., Firth J.A.* North Atlantic Arctic Gateways // *Proc. ODP Ini. Reports*. 1995. V. 151. P. 1–81.
- Mudelsee M., Stattegger K.* Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advanced methods of time-series analysis // *Geologische Rundschau*. 1997. V. 86. P. 499–511.
- Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I. et al.* Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*. 2018. V. 746. P. 64–82.
- Laberg J.S., Andreassen K., Knies J., Vorren T.O., Winsborrow M.* Late Pliocene–Pleistocene development of the Barents Sea Ice Sheet. // *Geology*. 2010. V. 38. P. 107–110.
- Lasabuda A.P.E., Johansen N.S., Laberg J.S.* Cenozoic uplift and erosion of the Norwegian Barents Shelf – A review // *Earth-Sci. Rev.* 2021. V. 217. 103609. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103609>
- Pontbriand C.W., Soule S.A., Sohn R.A., Humphris S.E., Kunz C., Singh H., Nakamura K., Jakobsson M., Shank T.* Effusive and explosive volcanism on the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, 85°E // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2012. V. 13(10). P. 1–22. <https://doi.org/10.1029/2012GC004187>
- Rebesco M., Laberg J. S., Pedrosa M. T. et al.* Onset and growth of Trough-Mouth Fans on the North-Western Barents Sea margin – implications for the evolution of the Barents Sea/Svalbard Ice Sheet // *Quat. Sci. Rev.* 2014. V. 92. P. 227–234.

Safronova P.A., Laberg J.S., Andreassen K. *et al.* Late Pliocene-early Pleistocene deep-sea basin sedimentation at high-latitudes: mega-scale submarine slides of the north-western Barents Sea margin prior to the shelf-edge glaciations // *Basin Res.* 2017. V. 29. P. 537–555.

Smith D.E., Shi S., Cullingford R.A. *et al.* The Holocene Storegga Slide tsunami in the United Kingdom // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23(23–24). P. 2291–2321.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.04.001>

Vorren T.O., Laberg J.S. Trough mouth fans – palaeoclimate and ice-sheet monitors // *Quat. Sci. Rev.* 1997. V. 16. P. 865–881.

Waage M., Bünz S., Bøe R., Mienert J. High-resolution 3D seismic exhibits new insights into the middle-late Pleistocene stratigraphic evolution and sedimentary processes of the Bear Island trough mouth fan // *Mar. Geol.* 2018. V. 403. P. 139–149.

LATE PLIOCENE–QUATERNARY (<2.7 MA) SEDIMENTATION IN THE EURASIAN BASIN (ARCTIC OCEAN)

A. V. Zayonchek^{1, 2, *}, S. Yu. Sokolov^{1, **, 2}, A. V. Soloviev^{1, 2}

¹*Geological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia*

²*All-Russian Research Geological Oil Institute, Shosse Entuziastov, 36, Moscow, 105118 Russia*

**e-mail: a_zayonchek@mail.ru*

***e-mail: sysokolov@yandex.ru*

Geomorphological analysis and age reference of the late Pliocene-Quaternary horizons identified in the ARC1407A seismic section in the Nansen Basin by onlapping the oceanic basement, the age of which was specified based on the results of calculating the position of theoretical linear magnetic anomalies, were carried out. Interpretation of the ARC1407A seismic time section allows the possibility of using the seismic-stratigraphic reference scheme of glaciomarine deposits previously developed for the western Barents Sea and the northeastern part of the adjacent deep-water basin. As a result of the geomorphological analysis, systems of extended canyons were identified in the Nansen Basin and in the eastern part of the Amundsen Basin. Significant amounts of sedimentary cover in the Nansen basin are glacio-marine deposits formed since the end of the Late Pliocene. In the central part of the Nansen basin, glacio-marine sediments were deposited simultaneously from two closely located troughs – St. Anna and Voronin. Glacio-marine sediments were transported to the central part of the Nansen basin cyclically, and have a mixed character – underwater landslides and turbidite flows. In the Amundsen and Podvodnikov basins, the accumulation of glacio-marine deposits could begin in the second half of the Middle Pleistocene.

Keywords: Arctic Ocean, Eurasian basin, Gakkel ridge, Amundsen basin, Nansen basin, spreading, theoretical axes of linear magnetic anomalies, sedimentary cover, seismic stratigraphy, Late Pliocene-Quaternary