

ЭВОЛЮЦИЯ ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА В ДОЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ ARC1407A

© 2023 г. А. В. Зайончек^{1, *}, С. Ю. Соколов¹, А. В. Соловьев^{1, 2}

¹Геологический институт РАН,

д. 7, Пыжжевский пер., 119017 Москва, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт (ВНИГНИ),

д. 36, шоссе Энтузиастов, 105118 Москва, Россия

*e-mail: a_zayonchek@mail.ru

Поступила в редакцию 18.04.2023 г.

После доработки 21.09.2023 г.

Принята к публикации 19.10.2023 г.

В статье приведено исследование тектоники и стратиграфии Евразийского бассейна в дочетвертичное время по результатам интерпретации сейсмического профиля ARC1407A и расчетам теоретического положения линейных магнитных аномалий. На сейсмическом профиле выделены осадочные толщи, их стратиграфическая привязка близка аналогичным исследованиям западных частей котловин Нансена и Амундсена. Возрастная привязка осадочных толщ соответствует результатам бурения скважин АСЕХ и основным этапам развития Евразийского бассейна. Выделяемый ранее опорный горизонт возрастом ~34 млн лет, связанный с прекращением спрединга в западной части Северной Атлантики и вхождением Гренландской плиты в состав Северо-Американской, не устанавливается, что подтверждается проведенными исследованиями в западных частях котловин Евразийского бассейна. Для западной части котловины Нансена нами впервые выделен опорный горизонт возрастом ~38 млн лет, ранее прослеженный в западной части котловины Амундсена, появление которого связано с этапом развития юриканского орогена. Также для западной части котловины Нансена в пределах разреза ARC1407A установлен опорный горизонт возрастом ~26 млн лет, ранее прослеженный в западной части котловины Амундсена. Проявление этой геологической границы связано с началом нестабильного спрединга в западном сегменте Евразийского бассейна между плато Ермака и поднятием (плато) Моррис Джесуп. Завершение долгого стратиграфического перерыва от 44.4 до 18.2 млн лет в разрезе скважин АСЕХ четко коррелируется с возникновением осадочной толщи возрастом ~19.6–18.3 млн лет, что является возрастом начала формирования глубоководной связи между Северной Атлантикой и Евразийским осадочными бассейнами. Это событие совпадает с основным этапом перестройки движений Евразийской и Северо-Американской плит, которое выражено в смене направления миграции мгновенных полюсов раскрытия с север–северо-западного направления на юг–юг-восточное. Предполагается, что мощные осадочные отложения в котловине Нансена и рифтовой долине хр. Гаккеля, наблюдаемые на сейсмическом разрезе ARC1407A, являются гляцио-морскими позднелицен–четвертичного возраста <2.7 млн лет, которые составляют значительный объем осадков в восточной части Евразийского бассейна и хребта Гаккеля.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, Евразийский бассейн, хребет Гаккеля, котловина Амундсена, котловина Нансена, спрединг, геодинамика, линейные магнитные аномалии, сейсмо-стратиграфия, осадочный чехол

DOI: 10.31857/S0016853X23060085, **EDN:** HLFACL

ВВЕДЕНИЕ

Северный Ледовитый океан включает в себя два глубоководных бассейна – Американо-Евразийский и Евразийский, разделенные хребтом Ломоносова. В отличие от Американо-Евразийского бассейна, геологическая история формирования которого остается до сих пор дискуссионной, Евразийский бассейн, по мнению большинства геологов и геофизиков,

сформировался в кайнозое в результате раздвига Северо-Американской и Евразийской плит [2, 9, 11, 12, 29, 30, 42, 55, 66, 86, 111] (рис. 1).

Особенностью Евразийского бассейна является наличие мощного осадочного чехла в глубоководных впадинах. Изучение его строения было основано на полученных с дрейфующих станций данных, не отличающихся высокой разрешающей способностью [14].

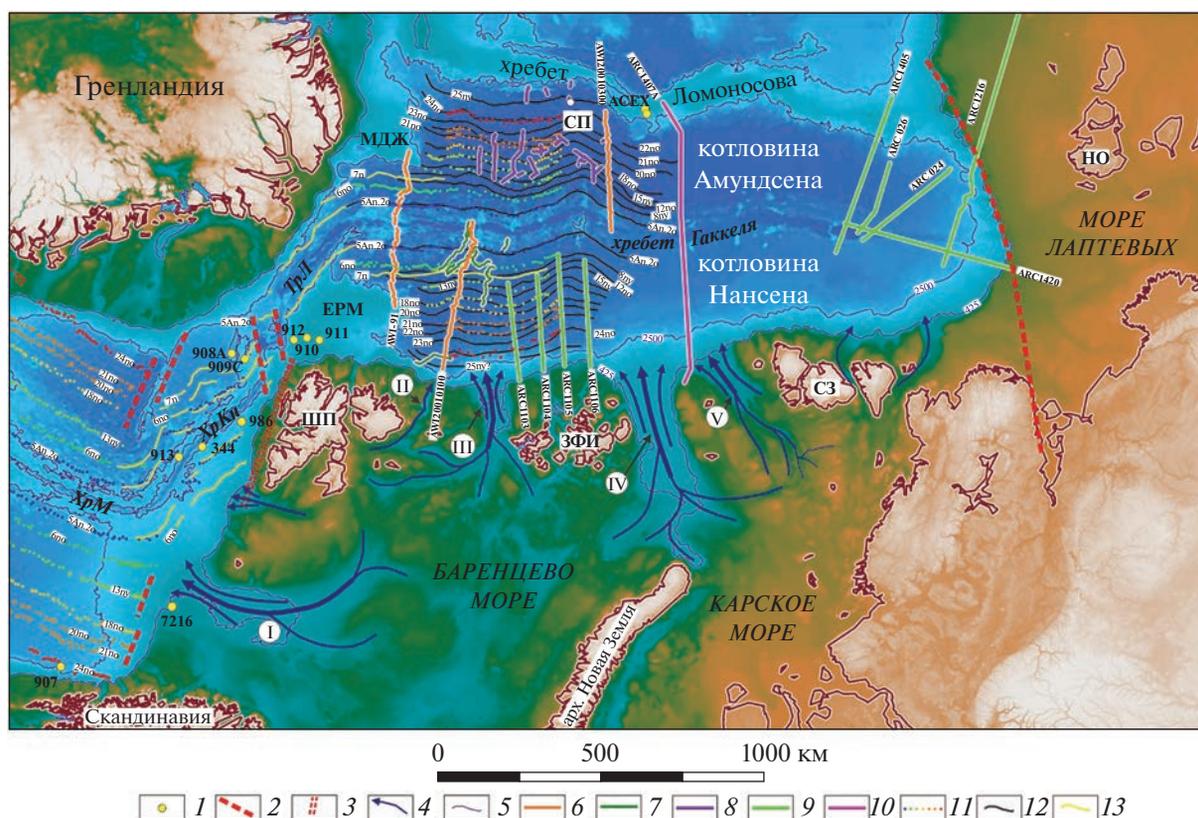


Рис. 1. Обзорная схема рельефа дна Евразийского и северной части Норвежно-Гренландского бассейнов. Основа: цифровая модель рельефа IVSAO v.4 [77].

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.

Обозначено: I – Медвежинский трог; II – трог Орла; III – желоб Франц-Виктории; IV – желоб Св. Анны; V – желоб Воронина.

1 – положение скважин бурения; 2 – основные трансформные разломы; 3 – мегатрансформная зона Де-Гир, (по [57, 58]); 4 – основные направления сноса ледниково-морских осадков, (по [31, 91], с дополнениями); 5 – изобаты 425 м, 2500 м; 6–10 – положение сейсмических профилей: 6 – AWI (Германия), (по [44, 56, 79, 82]), 7 – NPD (Норвегия), (по [56]), 8 – LOMROG (Дания), (по [44]), 9 – ARC (Россия), (по [9, 24, 93]), 10 – ARC1407A (Россия), (по [6, 22, 93]); 11–13 – оси линейных магнитных аномалий: 11 – по [67], 12 – по [42], 13 – по [55]

В 2001 г. специалистами Института AWI (Alfred Wegener Institut, Бремерхафен, Германия) в Евразийском бассейне были получены первые качественные сейсмические профили, которые позволили приступить к системному изучению осадочного чехла [79].

С 2008 г. в рамках выполнения национальных программ Россией, Норвегией и Данией в пределах Евразийского бассейна был получен значительный объем новых сейсмических данных [44, 56, 93].

Зарубежные исследования опубликованы в двух обобщающих работах [44, 56], в которых использовались в качестве ключевых сейсмические профили Германии [79]. Различные варианты интерпретации отечественных данных опубликованы в многочисленных работах и условно делятся на три группы:

– как и в зарубежных исследованиях [44, 56, 79], принимается кайнозойский возраст непрерыв-

ного спредингового формирования Евразийский бассейн, начиная с верхнего палеоцена [93];

– утверждается, что Евразийский бассейн возник “задолго до постулированного магнитоэратиграфией начала спрединга, примерно на 60–120 млн лет раньше” [6];

– развитие спрединга ограничивается только эоценовым и плиоцен–четвертичным периодами [22].

И, хотя в настоящем исследовании мы не рассматриваем представления о формировании Евразийского осадочного бассейна и разработанные модели (по [6, 22]), поскольку они противоречат объему геолого-геофизической информации о развитии Евразийского осадочного бассейна в единой системе Северной Атлантики, но остается необходимость объяснения наличия осадочных отложений мощностью >500 м (иногда >1 км) в пределах центральной и восточной ча-

стей рифтовой долины хребта Гаккеля [6, 20, 22, 79, 93, 105].

Кроме того, существуют различия в сеймо-стратиграфических моделях деления осадочного чехла Евразийского бассейна, основанных на представлениях о непрерывном спрединге в кайнозойское время. Принципиальным является выделение геологической границы возрастом ~34 млн лет [93], которая не устанавливается другими исследованиями [9, 44, 56, 79], что требует проверки.

Единственным профилем, который пересекает Евразийский бассейн в центральной части, который начинается на шельфе Карского моря (западный борт желоба Воронина) и заканчивается на хребте Ломоносова в ~50 км от расположения глубоководных скважин ACEX является профиль ARC1407A (см. рис. 1).

Существуют различия в интерпретации результатов бурения, одно из которых предполагает наличие долгого стратиграфического перерыва в интервале 44.4–18.2 млн лет [36, 38, 60, 76], что не подтверждается исследованиями, предлагающими короткий интервал ~400 тыс лет (в пределах ~36–34 млн лет) [100], хотя обе группы исследователей связывают окончание перерыва с соединением Северной Атлантики с Евразийским бассейном.

Для разрешения противоречий в трактовке возраста и длительности стратиграфического перерыва и, следовательно, возрастной привязке опорных отражающих горизонтов, наличия мощных осадочных отложений в рифтовой долине хребта Гаккеля, нами выполнена переинтерпретация ключевого сейсмического профиля ARC1407A. Однако крайне низкое качество аэромагнитных данных в восточной части Евразийского бассейна, не позволяет опираться на результаты идентификации линейных магнитных аномалий [2, 65, 93] в данном секторе бассейна.

Поэтому мы использовали два классических подхода, применяемых для участков Мирового океана, где отсутствуют достоверные магнитометрические данные.

Первый подход заключается в проверке соответствия геодинамических моделей кинематическим параметрам раскрытия литосферных плит. Одним из элементов данного анализа является построение линий дрейфа, что было сделано ранее [2, 65, 93]. В настоящей работе нами сделаны более подробные расчеты линий дрейфа, по мгновенным полюсам раскрытия.

Второй подход заключается в расчетах положений теоретических линейных магнитных аномалий и, следовательно, определение теоретического возраста океанической коры [107].

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Базовые технические характеристики (длина и тип приемной косы, количество каналов, глубина буксировки, группирование пушек, точки зондирования и т.д.) для сейсмического профиля ARC1407A и других сейсмических профилей (см рис. 1) представлены в [44, 56, 79, 82, 93].

Дополнительно к сейсмическим данным практически во всех региональных работах по Арктике используются результаты цифровой компиляции различных данных. В качестве батиметрической основы традиционно используются различные версии результатов проекта IBCAO (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean) [77], магнитометрической – CAMP-GM (Circum-Arctic Mapping Project – Gravity and Magnetic) [63, 67], гравиметрической – проектов DTU (Technical University of Denmark) [33] или WGM (World Gravity Map) [41].

Поскольку в большинстве научных работ по исследованию Арктики отсутствует анализ достоверности данных компиляций применительно к исследуемому району, поэтому для Евразийского бассейна и северной части Норвежско-Гренландского бассейна, в нашем исследовании проведен анализ качества цифровых компиляций дистанционных данных.

Батиметрия

В настоящей статье в качестве батиметрической основы использована цифровая модель рельефа IBCAO v.4 [77] со снятым ледниковым покровом Гренландии.

Детальность модели составляет 200×200 м, что стало возможным, благодаря использованию данных многолучевого эхолотирования (МЛЭ).

Значительные области континентального склона западной части Баренцева моря, прилегающие участки глубоководных котловин, хребет Книповича и северная часть хребта Мона покрыты данными МЛЭ с размерами исходных съемочных гридов 50×50 или 100×100 м. В данной области точность и детальность IBCAO v.4 [77] имеют максимально высокие значения. В Евразийском бассейне в компиляцию вошли отдельные профили МЛЭ, частично охватывающие рифтовую долину хребта Гаккеля, отдельные области прилегающих глубоководных котловин и склон хребта Ломоносова (рис. 2).

Для большинства акваторий, не покрытых МЛЭ, традиционно использовались результаты проффильного промера, оцифрованные навигационные и иные компилятивные карты. Детальность исходных навигационных карт существенно варьирует. Точность и детальность данных в районе западной окраины Баренцева моря и прилегаю-

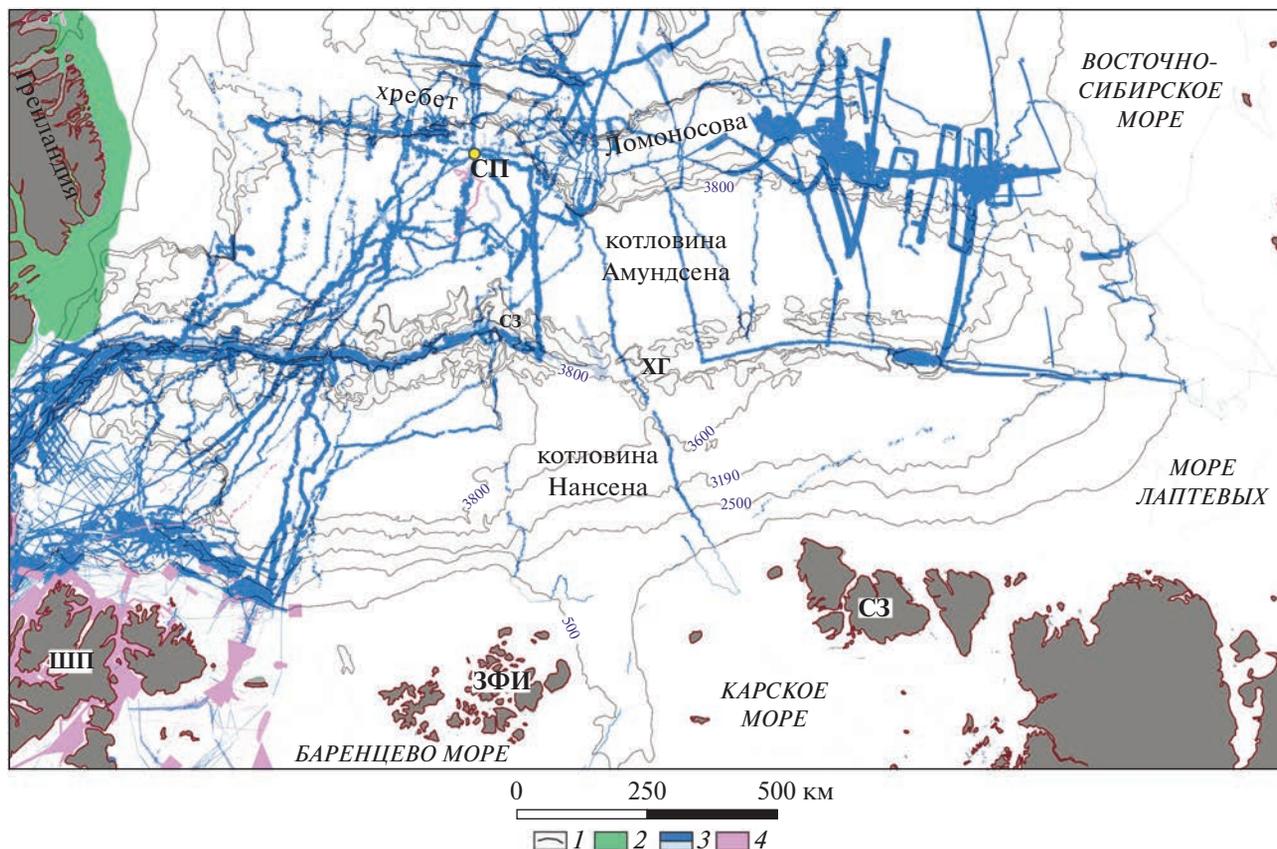


Рис. 2. Схема высокоразрешающих батиметрических исследований Евразийского бассейна и прилегающих акваторий (по проекту ИВСаО v.4.0 [77]).

Сокращения: СП – Северный полюс; ШП – арх. Шпицберген; ЗФИ – арх. Земля Франца Иосифа; СЗ – арх. Северная Земля; ХГ – хребет Гаккеля.

1 – изобаты 500, 2500, 3190, 3600 и 3800 м; 2–4 – данные: 2 – компиляция для шельфа Гренландии, 3 – многолучевое эхолотирование, 4 – высокоразрешающее многолучевое эхолотирование

ших глубоководных котловин существенно выше, чем для российского северного сектора Баренцево-Карской окраины.

Эти параметры компиляции ИВСаО v.4 [77] также значительно отличаются для различных участков Евразийского бассейна. В целом они не соответствуют детальности грида 200×200 м, т.к. имеется переменная плотность данных при равномерном шаге грида. Дополнительно к этому, в областях сочленения мелкомасштабных и крупномасштабных данных неизбежно присутствуют “артефакты”, которые проявляются в различных трансформантах, в особенности в районах с небольшим градиентом рельефа. При интерпретации данных необходимо учитывать все эти особенности.

Гравиметрия

В настоящем исследовании в качестве гравиметрической основы использованы результаты проекта WGM-2012 [41]. Применительно к аква-

ториальной части Арктики в модели гравитационных аномалий в редукции в свободном воздухе использованы результаты проекта Технического Университета Дании (г. Люнблэу, Дания) DTU10 с размером ячейки грида $1' \times 1'$ [33]. В этом проекте, как и в других аналогах, исходной информацией для глубоководных морских областей служат результаты спутниковых альтиметрических наблюдений, пересчитанных в гравитационные аномалии, хотя подобная технология имеет ряд ограничений, подробно рассмотренных специалистами в области геодезии [39, 103].

Применительно к геологической интерпретации для Арктического района важно следующее. Одной из особенностей метода является применение сложных алгоритмов суммирования и фильтрации исходных альтиметрических данных вдоль линий спутниковых треков. Окно фильтрации составляет $\sim 25\text{--}30$ км для данных, полученных спутниками ERS-1 (1991), ERS-2 (1995), ICESat (2003), которые использовались при построении моделей до получения результатов DTU-10 [33].

Это означает, что аномальный гравитационный сигнал от таких объектов, как рифтовые долины и пририфтовые горы, трансформные и не-трансформные разломы, континентальные склоны и структуры более низкого порядка, попадают в окно фильтрации и аномальное гравитационное поле от этих объектов частично теряет интенсивность и становится сглаженным. В Арктике основным источником погрешности альтиметрических наблюдений является искажение сигнала при отражении от поверхности льда.

Различные участки Арктики неравномерно покрыты льдом, и погрешности наблюдений меняются в зависимости от района. Внешний контроль качества осуществляется по независимым источникам. Покрытая льдом часть акватории Арктики закартирована съемками различного типа – с подводных и надводных носителей, наледных и аэро измерений. В каждом типе съемки полученные данные имеют определенные ограничения и погрешности, поэтому выполнить полностью корректный анализ точностных и фильтрационных характеристик альтиметрических наблюдений в настоящем не представляется возможным.

Однако можно ориентироваться на результаты сопоставления, выполненного в рамках проекта DTU8 [34] для глубоководных и шельфовых районов вокруг архипелага Шпицберген и севера Гренландии, которые, в отношении геодезической альтиметрии, относятся к классу ледовых (покрытая льдом часть акватории Арктики).

Причина выбора данного участка в качестве реперного, не случайна, поскольку при реализации проекта ArcGP [59] для него использовался значительный объем морских и аэрогравиметрических съемок. Необходимо понимать, что морские гравиметрические наблюдения сами по себе имеют определенные погрешности в средне- и длинноволновой составляющих, которые связаны с нелинейностью сползания нуля-пункта морского гравиметра при длительных по времени “плечах” рейса. Для данного района Арктики учет нелинейности сползания производился максимально корректно, т.к. вблизи на архипелаге Шпицберген находится опорный гравиметрический пункт, позволивший выполнять частые по времени калибровки гравиметров. На момент сопоставления в районе были реализованы четыре аэрогравиметрические съемки, вошедшие в компиляцию проекта ArcGP [59]. Технологической особенностью аэрогравиметрии является применение к исходным данным алгоритма фильтрации по времени. Окно фильтрации составляет 20–25 км (зависит от скорости движения воздушного судна) и оно меньше, чем в спутниковой альтиметрии. Результаты сопоставления проектов DTU8 [34] с ArcGP [59] для данной области

показало стандартное среднестатистическое отклонение 5.8 мГал при максимальных значениях 34.4 мГал [34, 35].

Используемый для сравнения район (шельфы вокруг архипелага Шпицберген и севера Гренландии, прилегающие части Евразийского бассейна) отличается контрастным тектоническим строением (хребты, трансформные разломы, континентальные окраины, поднятия, склоны, котловины), которые ярко проявляются в гравитационных аномалиях в области высокочастотной составляющей.

Полученные значения вполне реалистично отражают величину потери альтиметрией высокочастотной части сигнала в ледовых условиях, но и аэрогравиметрические данные также могут иметь значительные погрешности в пределах отдельных участков профилей. Обычно такие погрешности обусловлены попаданием воздушного судна в зону турбулентности, вследствие чего, наступает дестабилизация гравиметров и резкая потеря точности наблюдений. В зависимости от интенсивности и длительности импульса турбулентности вхождение гравиметра обратно в рабочий режим занимает определенное время (1–30 мин). При средней скорости воздушного судна в 400 км/ч это эквивалентно пройденным расстояниям 6.7–200 км.

В качестве примера можно опираться на сравнение аэрогравиметрических данных NRL-98/99 (межпрофильное расстояние 18–20 км) [42] и полученных в рамках реализации проекта LOMGRV-09 (межпрофильное расстояние 10–15 км) [49] в области шельфа и континентального склона Гренландии и Северной Америки, хребтов Ломоносова и Альфа и прилегающих участков глубоководных котловин. Результаты анализа в точках пересечения профилей показывают, что разница составляет <5 мГал, при максимальных единичных значениях >15 мГал. Сопоставление данных NRL с наледными гравиметрическими наблюдениями из национальных баз данных Канады и Дании показало наличие локальных экстремальных погрешностей до ~80 мГал [50].

В период 2011–2013 гг. было запущено новое поколение низкоорбитальных спутников (Jason-1 и -2, Cryosat-2 и Saral-AltiKa), которые позволили существенно увеличить высокочастотную составляющую альтиметрических измерений. В результате появилась уточненная модель гравитационного поля арктической акватории – DTU13 (размер ячейки 1' × 1'), созданная в институте космических исследований Дании (г. Люнгбю, Дания), что позволило компании Nordic Geoscience Pty. Ltd (Мельбурн, Австралия) провести дополнительную обработку первичных альтиметрических измерений и создать уточненную цифровую модель NORDIC13 (размер ячейки 1' × 1'),

которая охватывает акваторию Северного Ледовитого океана между 65° и 88° с.ш. [46, 47]. Для шельфовых областей, свободных от ледового покрова, погрешность уточненной модели составляет 1.0–2.0 мГал [46, 47]. Однако реальные погрешности и окно фильтрации для глубоководной Арктики, покрытой льдом, остаются проблемными.

Вполне можно ожидать появление новых работ по оценке точности величин фильтрации альтиметрических гравиметрических компиляций, что связано с выполнением в период 2004–2014 гг. большого объема морских гравиметрических наблюдений в Канадской котловине в рамках национальных программ США и Канады по определению внешней границы континентального шельфа (ВГКШ). При реализации отечественной программы по ВГКШ для части сейсмических профилей выполнялись попутные гравиметрические наблюдения, но их разрозненность и единичность точек пересечения пока не позволяет выполнить объективное сопоставление.

В настоящем исследовании использованы цифровые модели проекта WGM2012 гравитационного поля в редукции Буге и изостатической, рассчитанной по модели Эйри-Хейсканена [39].

Магнитометрия

В качестве магнитометрической основы традиционно используются результаты проекта CAMP-GM [63, 67]. Матрица значений (далее – матрица) имеет размер ячейки грида 2×2 км, но значения пересчитаны в верхнее полупространство на высоту 1 км.

В части магнитного поля проект строился на объединении результатов компиляций национальных цифровых матриц аномального магнитного поля (АМП), созданных специалистами России (ВСЕГЕИ и ВНИИОкеангеология), США (USGS – геологическая служба США), Канады (GSC – геологическая служба Канады), Норвегии (NGU – геологическая служба Норвегии), Швеции (SGU – геологическая служба Швеции), Дании (GEUS – геологическая служба Дании и Гренландии), Финляндии (GTK – геологическая служба Финляндии).

Задача объединения разномасштабных, разновысотных, разнонаправленных, разноточных по измерениям и навигации съемок, выполненных в широком временном интервале от 1960-х гг. до настоящего времени в Арктике, характеризующейся суровыми погодными условиями, интенсивными вариациями, смещением магнитного полюса, является крайне сложной.

Техническое описание результатов проекта CAMP-GM крайне скудное. Оно не позволяет

выполнить строгий математический анализ качества сводной матрицы.

Исходные национальные матрицы имеют различную ячейку. Для большинства западных компиляций она составляет 1×1 км, за исключением Северной Атлантики (2×2 км) и западной Гренландии ($3' \times 3'$ с пересчетом поля в верхнее полупространство на высоту 5 км). Поскольку шаг матрицы проекта CAMP-GM составляет 2×2 км, то зарубежные матрицы (за исключением западной Гренландии) имеют избыточную или равную плотность результирующей компиляции. Отечественные цифровые компиляции (ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология) имеют значительно меньшую разрешающую способность матриц и шаг ячейки составляет всего 5×5 км. Это означает, что для области покрытия отечественными матрицами, которая составляет $>50\%$ площади, заявленная цель – создание цифровых карт масштаба $1 : 5\,000\,000$ не достигнута, т.к. в этом случае минимальный шаг ячейки грида должен был быть 2.5×2.5 км (общепринятый стандарт – детальность матрицы должна быть как минимум в 2 раза выше, чем масштаб карты).

Согласно техническому описанию проекта CAMP-GM [66] сводная матрица, предоставленная ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия), пересчитана в верхнее полупространство на высоту 5 км, что сужает диапазон ее использования при проведении интерпретации. Причина кроется в глубине залегания магнитоактивного океанического фундамента.

В соответствии с сейсмическими данными фундамент в центральных частях котловин Амундсена и Нансена залегает на глубинах ~ 6 – 8 км (например, [93]). Если взять среднюю величину, равную 7 км, затем прибавить среднюю высоту полетов при проведении аэромагнитных съемок в 0.4 км и 5 км высоту пересчета, то мы получим величину, равную 12.4 км. Очевидно, что при такой геологической и технической высотности средневолновая составляющая АМП будет сильно сглажена, интенсивность резко понизится, многие локальные аномалии исчезнут или, объединившись, изменят свою форму и оси. Фактически в области использования матрицы ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) для акватории можно рассматривать ее как мелкомасштабную цифровую схему, но не как цифровую карту.

Согласно техническому описанию проекта CAMP-GM [66] сводная матрица, предоставленная ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург, Россия), в верхнее пространство не пересчитывалась. Для Евразийского бассейна матрицы аномального магнитного поля (АМП) имеют существенное перекрытие, а матрица, созданная во ВНИИОкеангеология, полностью охватывает весь Евразийский бассейн (рис. 3).

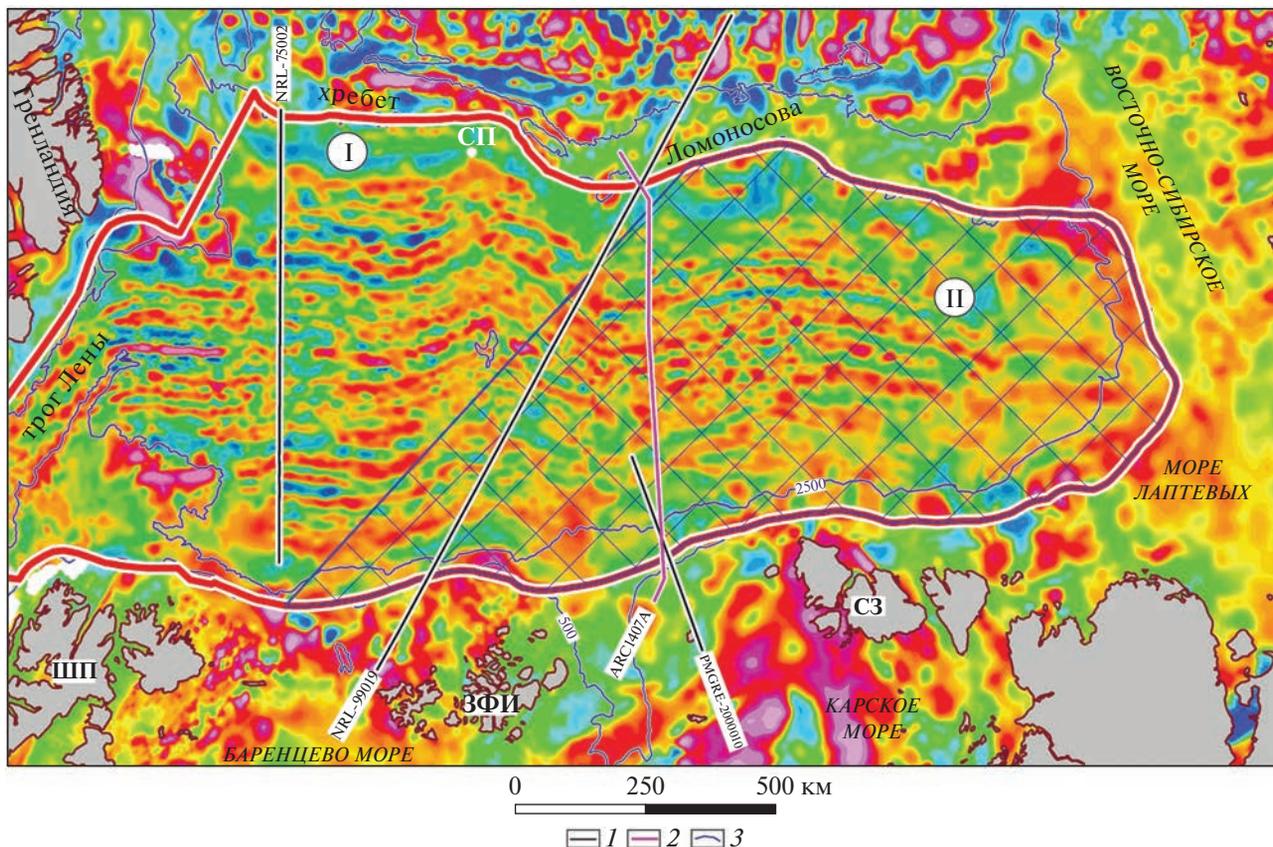


Рис. 3. Контуры отечественных цифровых моделей аномального магнитного поля (гриды 5×5 км), использованные для Евразийского бассейна при компиляции в проекте CAMP-GM, (по данным [63, 67]).
 Основа: цифровая модель аномального магнитного поля CAMP-GM, (по [63, 67]).
 Сокращения: СП – Северный полюс; ШП – арх. Шпицберген; ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа; СЗ – арх. Северная Земля.
 Обозначены контуры отечественных цифровых моделей аномального магнитного поля:
 I – ВНИИОкеангеология (выделен затемнением), II – ВСЕГЕИ (выделен штриховкой).
 1 – положение анализируемых аэромагнитных профилей (результаты представлены на рис. 5); 2 – положение сейсмического профиля ARC1407A (по [6, 22, 93]); 3 – изобаты 500 и 2500 м

Поскольку для данной исходной матрицы не проводилась процедура пересчета поля в верхнее полупространство, то логично было использовать именно эту матрицу в компиляции CAMP-GM для Евразийского бассейна. Из-за того, что в техническом описании проекта отсутствует анализ исходных данных, методик их обработки и увязки, то для Евразийского бассейна мы руководствовались публикациями по объединению геофизических данных, подготовленных специалистами ВНИИОкеангеология [2, 87] и совместно подготовленных публикациях специалистами NRL (Naval Research Laboratory – Научно-исследовательская лаборатория ВМФ США) и ВНИИОкеангеология [72, 85].

В вышедшей в свет в 2018 г. публикации [3], подготовленной специалистами ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург, Россия), были подведены итоги отечественных гравимагнитных исследований Северного Ледовитого океана.

В отличие от предыдущих работ, в которых при анализе отечественной магнитометрической разновозрастной информации исследователи были вынуждены в основном опираться на информацию из первичных материалов, работа [3] сфокусирована на анализе исторических аэросъемок в сопоставлении с современной информацией (аэро- и морские съемки). В результате было установлено, что региональные отечественные съемки 1961–1979 гг., характеризуются погрешностями привязки от ± 570 до ± 38000 м.

При проведении работы исследователи выполняли сопоставление отечественных данных, опираясь на новые съемки, частично покрывающие акватории Арктических морей РФ и значительно выходящих в прилегающие глубоководные котловины. Нами полностью поддерживается мнение о том, что результаты этих съемок являются рекогносцировочными, дают лишь самое общее представление о структуре АМП

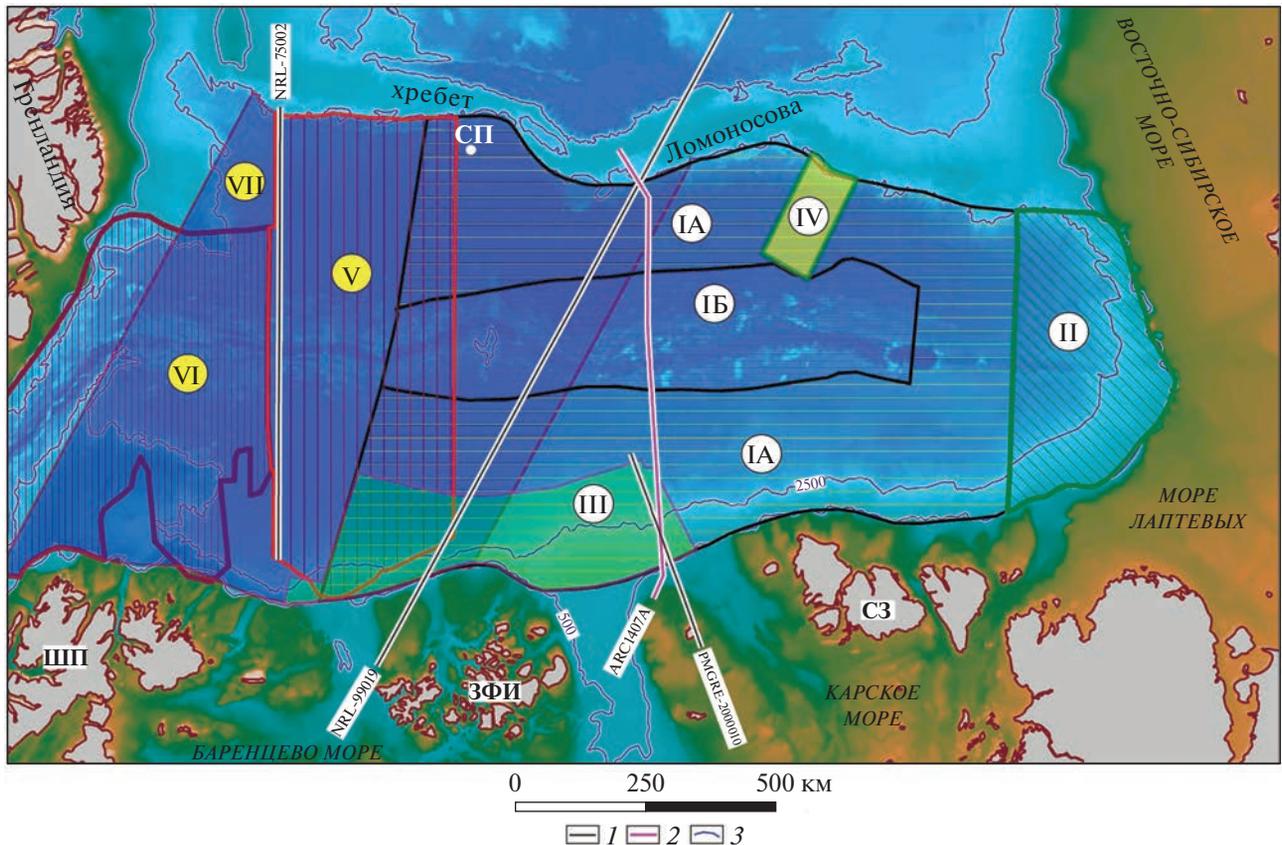


Рис. 4. Картограмма магнитометрической изученности и профильной плотности сетей наблюдений в Евразийском бассейне.

Основа: цифровая модель рельефа ИВСАО v.4 [77].

Сокращения: СН – Северный полюс; ШП – арх. Шпицберген; ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа; СЗ – арх. Северная Земля;

Контуры аэромагнитных съемок (IA, IB–IV – РФ, V–VII – США, РФ) по межпрофильному расстоянию и годам проведения исследований:

IA – ~8–10 км (1965–1966 гг.), IB – ~25–40 км (1968–1969 гг.); II – ~25 км (1973 г.); III – 10 км (1993, 1998, 1999 и 2000 гг.); IV – 5 км (1992 г.); V – ~8–16 км (NRL-75, 1975 г.); VI – ~8 км (NRL-73, NRL-74, 1973–1974 гг.); VII – ~18–20 км (NRL-98, NRL-99, 1998–1999 гг.) контур выделен затемнением

1 – аэромагнитные профили (см. рис. 5); 2 – сейсмический профиль ARC1407A (РФ), (по [6, 22, 93]); 3 – изобаты 500 и 2500 м

исследованных районов и поэтому мало пригодны даже для целей исследований крупнее масштаба 1 : 2500000 [3].

Вместе с тем, магнитометрические исследования специалистов США и возможность увязки их исторических данных радикально отличается от результатов исследований российских специалистов. Вся условно “западная” часть Евразийского бассейна покрыта двумя регулярными аэрогравимагнитными съемками NRL (Научно-исследовательская лаборатория ВМФ США), выполненных в период 1998–1999 гг. (рис. 4).

Съемки реализовывались с самой современной на тот момент высокоточной GPS навигацией (точность <1 м по 3-м компонентам) [41]. Данные съемки имеют существенные особенности, вызванные задачей их проведения – получение

гравиметрических данных (магнитометрическая съемка выполнялась попутно с гравиметрической съемкой) для составления максимально точной для Арктики региональной цифровой модели аномалий поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе. Это была геодезическая задача для создания уточненной модели геоида, пригодной для запуска нового поколения низкоорбитальных спутников (телекоммуникационных, погодных и т.д.), которая и была в последующем успешно реализована в рамках международного проекта ArcGP [57].

Исходя из этой задачи, были выбраны технические параметры съемок, учитывая масштаб Арктических акваторий и необходимые (геодезические) частотные характеристики – средние и длинноволновая составляющая гравитационного

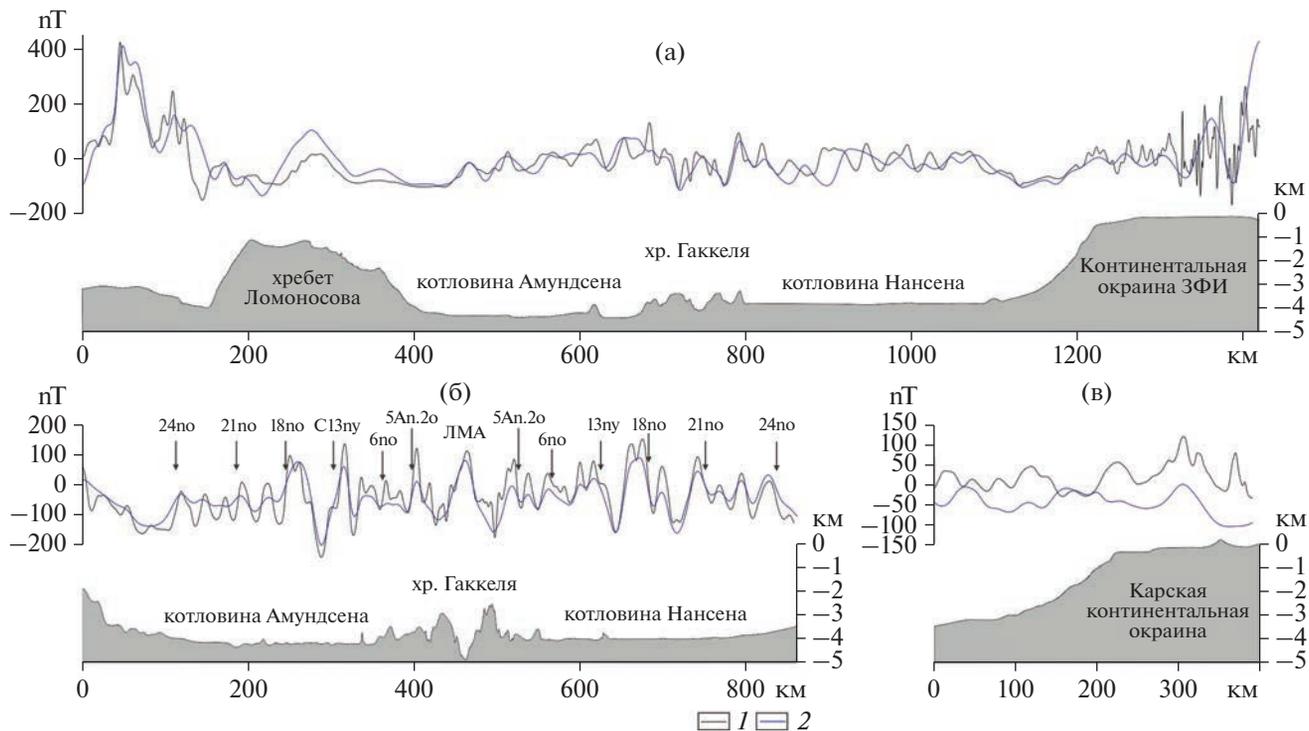


Рис. 5. Сравнение наблюдаемых кривых аномального магнитного поля с извлеченными из цифровой модели аномального магнитного поля CAMP-GM [63, 67, 77] вдоль линий аэромагнитных профилей (положение см. на рис. 3, линия дрейфа 4).
 Рельеф извлечен из цифровой модели рельефа ИВСАО v.4 [77].
 (а)–(в) – профили: (а) – NRL-75002; (б) – NRL-99019; (в) – ПМГРЭ-2000010.
 Сокращения: ЛМА (5An.2o–24no) – положение идентифицированных линейных магнитных аномалий, (по [9]).
 1–2 – кривые аномального магнитного поля: 1 – наблюдаемые, 2 – извлеченные из цифровой модели CAMP-GM (по [63, 67])

поля. Поэтому съемочные параметры (межпрофильное расстояние 18–20 км, средняя высота полета 600 м, средняя скорость полета 465 км/ч) [42] существенно отличаются от параметров, принятых в геофизической съемке. В среднем для региональных магнитометрических съемок высота полета воздушного судна составляет 350–400 м при скорости 300–350 км/ч.

Кроме этого, съемки 1998–1999 гг. для западной части Евразийского бассейна были выполнены не вкост простирания структуры хребта, а под углом примерно $\sim 40^\circ$ к направлению простирания хребта (см. рис. 4). Поэтому, магнитометрическая информация имеет сглаженный характер по сравнению со съемками NRL (США), проведенными в период 1973–1975 гг. (см. рис. 5).

Вместе с тем, системность, высокая точность навигации съемок NRL (США) в 1998 и 1999 гг. и пересечение старых съемок под углом (значительные объемы точек пересечения, необходимые для анализа качества данных и проведения увязки), позволили в полном объеме установить и исправить навигационные ошибки в старых съемках [85].

Исторические магнитометрические съемки по точности условно можно разделить на несколько классов, которые напрямую связаны с существовавшими возможностями инструментальных измерений.

Важнейшими реальными навигационными параметрами исторических съемок являются их внутренняя и внешняя навигационная ошибка. Расставляемые по периметру границ съемки (на суше, островах или на дрейфующем льду) радионавигационные станции имели погрешность привязки, и общая точность привязки полигона во многом зависела от удаленности от станций (внешняя привязка). Если радионавигационные станции в достаточном количестве были расставлены максимально близко к периметру съемки, оборудование работало стабильно и погодные условия во время вылетов были хорошими, то внутренняя привязка съемки могла быть выше, чем внешняя привязка. Это крайне важные параметры, от которых зависит возможность увязки исторических данных с современными данными.

К самому низкому классу точности относятся съемки, реализованные в 1960-х гг. (до 1970 г.,

включительно). Из-за несовершенства радионавигационного оборудования тех лет и малой мощности радиосигнала, фактически по навигационным параметрам данные съемки относятся к классу штурманско-радиогеодезической привязки. Из-за удаленности отдельных участков профилей от мест расположения “слабых” базовых навигационных станций в пределах этих участков (сегментов) существовали области потери радиосигнала.

В этом случае для этих сегментов навигация осуществлялась штурманским способом. Специалисты, участвовавшие в полевых работах на борту воздушного судна, знают о непредсказуемости арктических ветров на низких эшелонах полета. В начале полета по линии профиля при неизменных параметрах мощности двигателей, путевая скорость может составлять 350 км/ч, в середине линии профиля она может увеличиться до 370 км/ч, а в конце профиля может упасть до 330 км/ч. Подобные изменения полета справедливы и для смещений относительно осевой линии профиля в зависимости от направления ветров. Все это хорошо фиксируется при использовании GPS навигации, но в прошедшие времена использования нестабильной радионавигации для участков потери сигнала базовой/базовых станций применялись осредненные путевые значения штурманским способом (при работе над акваторией Арктики визуальная или фото привязка отсутствует).

Это означает, что в пределах самих единичных профилей присутствуют нелинейные навигационные погрешности. Такие съемки очень хорошо проявляются в следующем:

- отсутствие параллельности профилей;
- разное межпрофильное расстояние;
- отдельные сегменты профилей с характерной сменой курса.

Такие съемки характеризуются крайне низкими внешними и внутренними навигационными характеристикам. Все эти недостатки были присущи отечественным съемкам 1960-х гг., выполнявшимся в восточной части Евразийского бассейна (см. рис. 4).

В дополнение, — детальность данных исследований непосредственно над хребтом Гаккеля составляла 8–10 км, а для глубоководных котловин — 25–40 км, что существенно снижает информативность поля. Из-за этих особенностей, которые представляют собой нелинейные ошибки внутри профиля, выполнить точный анализ навигационных погрешностей практически невозможно и для них справедливы максимальные навигационные погрешности до 38000 м [3] и уровень использования этих данных — мелкомасштабные схемы для визуального анализа.

Эти данные очень хорошо отражают сложности в обеспечении навигацией, с которыми столк-

нулись первые исследователи Арктики при проведении аэромагнитных съемок.

Сопоставление данных

В 1948 г., советские исследователи приступили к ежегодным и планомерным исследованиям дна Северного Ледовитого океана в рамках высокоширотных воздушных экспедиций, и в 1950 г. продолжили геолого-геофизические исследования с дрейфующих научно-исследовательских станций “Северный полюс”.

В 1948 г., отрядом геологов научной экспедиции из научно-исследовательского института геологии Арктики АН СССР (Россия) под руководством Я.Я. Гаккеля, был открыт хребет Ломоносова. Я.Я. Гаккель выдвинул первое аргументированное представление о продолжении из северной части Атлантического океана в евро-азиатскую часть Арктического бассейна подводного вулканического срединно-океанического хребта, который, впоследствии, был назван его именем [15].

Существование данного хребта полностью подтвердилось материалами гидрографических и геофизических исследований [7, 15]. К началу аэрогеофизических работ под управлением А.М. Карасика (Научно-исследовательский институт геологии Арктики АН СССР, Россия), гидрографической службой ВМФ (Россия) уже были составлены первые карты рельефа дна Северного Ледовитого океана, которые легли в основу Геоморфологической карты Северного Ледовитого океана, составленной В.Д. Дибнером, Я.Я. Гаккелем с соавт. [8].

В генеральном плане в восточной части Евразийского бассейна (область максимальной концентрации российских исследований) положение хр. Гаккеля было четко установлено до 1965 г. [8].

Безусловно, что при проведении последующих аэромагнитных съемок, ставилась задача выполнения детализации именно над хребтом. Точность навигации не позволила выполнить симметричное изучение флангов хребта, что и характеризует существовавшие на тот момент возможности внешней привязки (см. рис. 4).

Съемки, выполненные в период 1971–1972 гг., условно можно отнести к переходному классу. Совершенно очевидно, что произошло усовершенствование радионавигационного оборудования и, скорее всего, оно было вызвано усилением радиосигнала от базовых станций, поэтому области его потери в пределах единичных профилей резко сократились. Для Евразийского бассейна съемки данного класса отсутствуют. Характерной этого промежуточного класса является съемка NRL (США) в 1972 г., выполненная над хр. Мона, его флангами и прилегающими котловинами. Па-

раллельность профилей, межпрофильное расстояние стали гораздо стабильнее. Однако в пределах единичных профилей присутствуют участки резкого изменения курса, что очевидно связано с потерей радиосигнала от базовых станций и попытками экипажа воздушного судна зафиксировать сигнал. Скорее всего, внутренняя точность навигации составляла примерно 0,5–2 км при максимальных отскоках до 3–4 км, но еще продолжает иногда резко меняться в пределах единичных профилей.

Съемки, выполненные, начиная с 1973 г., и, особенно, 1974 г., относятся к совершенно новому классу. Они характеризуются гораздо большей стабильностью направлений полета и параллельностью профилей, что свидетельствует о значительном улучшении радионавигационного оборудования. Именно этот класс съемок (NRL-1973, NRL-1974 и NRL-1975) и покрывает западную часть Евразийского бассейна.

Среднее межпрофильное расстояние для съемок NRL (США) составляет:

- 1973–1974 гг. ~8 км;
- 1975 г. для части площади ~8 км;
- 1973–1975 гг. для остальной площади ~16 км.

Отличительной особенностью данных съемок является лучшая внутренняя навигационная погрешность, чем внешняя. Именно поэтому, опираясь на современные данные 1998–1999 гг., удалось установить внешнюю погрешность съемок и ввести исправления в навигацию [85]. Благодаря этому стало возможным использование всего массива данных (исторических и современных), что существенно сказалось на детальности цифровой модели АМП и качестве идентификации осей линейных магнитных аномалий (ЛМА) [42].

Единственным способом проверки корректности матрицы проекта Camp-GM [63, 67] является извлечение из матрицы значений вдоль линий наблюдаемых аэромагнитных профилей и визуальное сравнение графиков АМП. Для этого нами были выбраны три аэромагнитных профиля, с возможностью дать общее представление для разных участков бассейна (см. рис. 3, рис. 5):

- профиль NRL-75002 (США, 1975 г.), характеризующий АМП западной части Евразийского бассейна с самыми высокими скоростями раскрытия при максимальной плотности хорошо увязанных данных NRL (США) (см. рис. 5, а);
- профиль NRL-99019 (США, 1999 г. – высокоточная GPS навигация), характеризующий АМП центральной части Евразийского бассейна в области пересечения с историческими данными, полученными советскими экспедициями [11] (см. рис. 5, б);
- профиль ПМГРЭ-2000010 (РФ, 2000 г. – GPS навигация, съемка масштаба 1 : 1 000 000 вы-

полнена в рамках программы Государственного геологического картирования РФ), пересекающий сейсмический профиль ARC1407A в области континентального склона и области наиболее низкого качества исторических данных, полученных советскими экспедициями (см. рис. 5, в).

Для профиля NRL-75002 очевидно различие частотного диапазона, наблюдаемого и извлеченного из матрицы АМП (см. рис. 5, а). Сглаженный характер поля из матрицы как раз и характеризует недостаточность размера ячейки 5×5 км. Высокочастотная часть АМП над хребтом Гаккеля полностью утрачена, а амплитуда средневолновой части теряется от 15 до 100%. Вместе с тем, все ЛМА идентифицируются, хотя на некоторых участках профиля происходят незначительные смещения, что обусловлено осреднением при гридировании 5×5 км и дальнейшим пересчетом в верхнее полупространство на высоту 1 км.

Для профиля NRL-99019, кроме очевидной полной потери высокочастотной составляющей в районе континентальной окраины архипелага Земля Франца-Иосифа (арх. ЗФИ) и частичной потери средневолновой составляющей, на некоторых участках наблюдается противофаза наблюдаемого и извлеченного полей (см. рис. 5, а).

Для профиля ПМГРЭ-2000010 от бровки шельфа наблюдается полное рассогласование полей (см. рис. 5, в). Причин таких рассогласований данных может быть несколько, но отсутствие полноценного технического описания к проекту CAMP-GM [63, 67], вынуждает выдвинуть только предположения. Проект CAMP-GM был создан в результате объединения различных матриц. Существуют различные алгоритмы объединения отдельных матриц в единые, но каждому алгоритму необходимо иметь область перекрытия матриц и в области перекрытия задать приоритет одной матрицы над другой. Наиболее вероятными причинами недопустимых расхождений между исходными профильными кривыми АМП и кривыми, извлеченными из матрицы, могут быть:

- в центральной области Евразийского бассейна было выполнено объединение матриц ВНИИОкеангеология и ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия), но из-за различий их частотного диапазона (пересчет АМП матрицы ВСЕГЕИ в верхнее полупространство на высоту 5 км) на этапе объединения появились ошибки;
- при составлении матрицы ВНИИОкеангеология (г. Санкт-Петербург, Россия) при объединении матриц единичных съемок приоритет был отдан матрице, рассчитанной от наименее качественных данных 1960-х гг., а не матрицам, рассчитанным по результатам наиболее точных и информативных съемок NRL (США) или ПМГРЭ (г. Санкт-Петербург, Россия).

Установление точных причин выявленных расхождений не имеет существенного значения, т.к. для всего восточного сектора Евразийского бассейна, включая сейсмический профиль ARC1407A и всех остальных профилей, расположенных восточнее до моря Лаптевых, отсутствуют аэромагнитные данные по АМП, пригодные для проведения качественной визуальной и количественной интерпретации на современном уровне.

Выполнить полностью корректную идентификацию осей линейных магнитных аномалий в восточной части Евразийского бассейна по ретроспективным аэромагнитным данным невозможно, что не позволяет улучшить результаты работы В.Ю. Глебовского с соавт. [2].

Для дальнейшего полноценного исследования тектонической истории развития данного сегмента Арктики необходимо выполнение новых аэрогеофизических съемок. Два локальных участка в котловинах Амундсена и Нансена, покрытых съемками ПМГРЭ с применением GPS навигации, не позволят выполнить каких-либо достоверных уточнений, т.к. восточный сектор характеризуется супермедленными скоростями раскрытия, происшедшего на протяжении последних десятков миллионов лет, и для проведения надежной идентификации ЛМА нужна точка отсчета – магнитное поле над хребтом Гаккеля (см. рис. 4).

Поскольку скорость спрединга в период времени формирования хроны С13 в Евразийском бассейне была крайне низкая [2], то возникает сильный эффект суперпозиции полей и аномальное магнитное поле над областью океанической коры, сформированной в период ее наращивания, чаще всего представляет собой не локальную аномалию, как это проявляется в Северной Атлантике, а локальное осложнение. Это показывает аэромагнитный профиль ПР75002, расположенный на западе Евразийского бассейна, где скорости раскрытия максимальны, т.е. четкость ЛМА наилучшая (см. рис. 5, б).

При детальном рассмотрении полученных данных аэромагнитных съемок четко прослеживается тенденция постепенного затухания и затем – исчезновения данного осложнения на кривых аномального магнитного поля по мере продвижения в восточном направлении. Именно поэтому выделение ЛМА 13 в результатах идентификации в Евразийском бассейне в работе американских коллег отсутствует [42].

Единичные следы осложнения АМП в районе ЛМА 13 можно увидеть на профилях NRL-1999 г., расположенных в центральной части Евразийского бассейна напротив архипелага Земля Франца-Иосифа. Далее на восток аномалия полностью теряется, что связано с уменьшением скорости спрединга. В работах по идентификации ЛМА или использовании результатов идентификации

[2, 93] в восточном секторе Евразийского бассейна положение ЛМА 13 проведено по центру отрицательной аномалии, которая, как предполагается, разделяет группы аномалий от хронов С7–12 и С15–18. Это является предполагаемым положением ЛМА 13, а не установленным положением по данным аномального магнитного поля, что приводит к невозможности ориентироваться на это положение при геодинамическом или сейсмостратиграфическом анализе.

Дополнительным осложняющим фактором в котловине Нансена при идентификации ЛМА является существенное заглубление магнитоактивного фундамента (океаническая кора) из-за мощной осадочной оболочки, что приводит к существенной сглаженности аномального магнитного поля.

Исходя из проведенного анализа и сопоставления данных, можно утверждать, что ретроспективные отечественные данные в восточной части Евразийского бассейна являются ненадежными для целей проведения идентификации ЛМА. Существуют локальные участки на флангах хребта Гаккеля до примерно ЛМА 6п (~19.6 млн лет) в котловине Амундсена, покрытых детальными ретроспективными аэромагнитными съемками, где точность идентификации значительно выше, но выполнить полностью корректный анализ точности выделения ЛМА в этих областях невозможно (см. рис. 4).

Очевидно, что выявленное несоответствие современных осей и палеоосей раскрытия в возрастном диапазоне ~53.9–33 млн лет в западной части Евразийского бассейна [2] должно присутствовать также в его восточной части. По мере приближения к Лаптевоморской континентальной окраине временной интервал нестабильности должен начать затрагивать и временной диапазон 33–0 млн лет, что обусловлено близким расположением полюсов раскрытия. Провести корректное районирование (долгоживущая сегментированность) из-за мощного осадочного чехла по батиметрическим данным невозможно, а сейсмические данные в восточной части котловины Нансена практически отсутствуют, что также делает невозможным выделение симметричных сегментов в котловинах относительно временной оси раскрытия.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ результатов гравимагнитных исследований подтверждает обоснованность суждения В.Ю. Глебовского с соавт. [3] о том, потенциальные поля не только глубоководной части Северного Ледовитого океана, но и большей части прилегающего российского шельфа по-прежнему остаются малоизученными. К данному суждению мы можем добавить следующее. Для большинства

акватории глубоководной части Северного Ледовитого океана, прилегающей к окраинным морям Российской Арктики, качество и детальность магнитометрических данных для Арктики в целом являются наилучшими.

В последние десятилетия, в отличие от зарубежных исследований, при проведении отечественных работ акцент явно сместился в сторону сейсмических работ. Вместе с тем, в глубоководной части Арктики пробурена только одна неглубокая скважина на хребте Ломоносова и не ожидается в ближайшей перспективе бурение в глубоководных котловинах. Поэтому интерпретация сейсмических данных, так или иначе, будет опираться на тектонические построения, которые невозможно совершенствовать без современной магнитометрической информации.

Однако, в отличие от предположения В.Ю. Глебовского с соавт. [3], мы не считаем, что в ближайшее время результаты спутниковой альтиметрии в пределах покрытой льдом части Арктики достигнут такого уровня точности, что будут сопоставимы с региональными гравиметрическими съемками. Безусловно, что новое поколение низкоорбитальных спутников позволят фиксировать более высокочастотную часть гравитационного поля, но волновое отражение от ледового покрова не имеет системного класса, поскольку зависит от большого количества факторов высокой степени сложности таких, как толщина ледового покрова, торосистость, зрелость и загрязненность ледового покрова (разные коэффициенты отражения), наличие и размеры полыней и т.д.

Очевидно, что при проведении будущих аэрогеофизических работ, предпочтение необходимо отдавать аэромагнитометрическим исследованием, но попутные аэрогравиметрические наблюдения необходимо выполнять, как составную часть съемки. Выражаем уверенность в том, что при организации новых аэрогравимагнитометрических экспедиций в глубоководной части Северного Ледовитого океана появится возможность перейти к поиску оптимальных решений – обеспечение минимально-достаточной безопасности полетов, планирование профилей с целью получения максимальной геологической информативности, осуществление бескомпромиссного вариационного контроля.

ТЕКТОНИКА РЕГИОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Геодинамическая обстановка

Современная дивергентная граница между Евразийским бассейном и Северо-Американской плитой проходит в пределах всей Северной Атлантики от Ньюфаундленд–Иберийского сегмента и продолжается в Евразийском бассейне Арктического океана [25, 66, 106]. Глубоковод-

ный Евразийский бассейн сформировался в кайнозойское время в результате медленного, переходящего в супермедленное, раздвижения Северо-Американской, включая хребт Ломоносова, и Евразийской плит [2, 9, 11, 12, 29, 30, 42, 55, 66, 86, 89, 111] (см. рис. 1).

В связи с тем, что при идентификации ЛМА ранее были использованы разные шкалы инверсий геомагнитного поля, в настоящей работе возрастная привязка приведена к Международной геохронологической шкале 2020 г. [74], частью которой является шкала инверсий геомагнитного поля [98].

Есть некоторые различия в принципах привязки ЛМА к хронам геомагнитной полярности (далее – хроны) и их наименовании. В настоящем исследовании принято современное обозначение, которое заключается в том, что ЛМА в северном полушарии привязываются к интервалу прямой полярности единичной хроны или субхроны (n – normal) и делятся на возраст начала ее формирования (o – old) и/или окончания (y – young).

В других исследованиях идентификация ЛМА (или части ЛМА) проводилась по центру положительных магнитных аномалий [2, 55], и, в таком случае, они обозначаются как n , что означает центр хроны прямой полярности.

Обсуждаемые в настоящей статье работе хроны, субхроны, ЛМА, ТЛМА (теоретические оси линейных магнитных аномалий), конечные полюса вращения (далее – полюса) и положение точек ТЛМА на линиях дрейфа систематизированы в таблице 1.

Современной сегментированности хребта Гаккеля посвящено значительное количество исследований [54, 90, 93]. Поскольку в настоящей работе рассматриваются некоторые особенности строения осадочного чехла, то нами принято деление Евразийского бассейна на западную и восточную части, условная граница которых соответствует линии дрейфа-5, середина линии совпадает с максимальным изгибом хребта Гаккеля в его центральной части (см. рис. 6).

В период эоцена–раннего олигоцена (ЛМА C24no–13ny, 53.9–33.2 млн лет) формирование Евразийского бассейна развивалось независимо от Северной Атлантики из-за существования Гренландской плиты [2, 42, 62, 66]. В северной части Норвежско-Гренландского бассейна происходило трансформное перемещение Гренландии относительно западной окраины Баренцева моря вдоль мегатрансформной зоны Де-Гир [55, 57, 58].

В данный период времени ни один из сегментов Евразийского бассейна не может в геодинамическом плане считаться Атлантическим. До начала спрединга Евразийского бассейна хребт Ломоносова являлся составной частью Баренцево–Карской континентальной окраины.

Таблица 1. Индексация хрон геомагнитной полярности и полюса раскрытия Северо-Американской плиты относительно Евразийской плиты.

Хроны/(субхроны) геомагнитной полярности, ЛМА, ТЛМА			Возраст (млн лет)	Мгновенные полюса раскрытия		Полу-углы раскрытия, °
индексация, (по [98])	ЛМА, ТЛМА (в тексте)	ЛМА, ТЛМА (на рисунках)		широта, ° (с.ш.)	долгота, ° (в.д.)	
C1no*	C1no	1no	0.773	60.32	140.4	0.0790
C2ny*	C2ny	2ny	1.775	63.65	135.8	0.1815
C2An.1ny*	C2An.1ny	2An.1y	2.595	63.81	138.16	0.2690
C2An.3no*	C2An.3no	2An.3o	3.596	62.94	139.02	0.3720
C3n.1ny*	C3n.1ny	3n.1y	4.187	62.38	137.91	0.4290
C3n.4no*	C3n.4no	3n.4o	5.235	62.1	138.19	0.5380
C3An.1ny*	C3An.1ny	3An.1y	6.033	62.68	135.93	0.6110
C3An.2no*	C3An.2no	3An.2o	6.727	63.59	135.57	0.6965
C4n.1ny*	C4n.1ny	4n.1y	7.537	63.56	137.83	0.787
C4n.2no*	C4n.2no	4n.2o	8.125	64.25	137.09	0.876
C4Ano*	C4Ano	4Ao	9.105	64.64	135.91	1.0085
C5n.1ny*	C5n.1ny	5n.1y	9.786	67.44	134.9	1.1365
C5n.2no*	C5n.2no	5n.2o	11.056	68.18	133.9	1.3065
C5An.2no*	C5An.2no	5An.2o	12.474	67.22	136.07	1.4860
C5ACny*	C5ACy	5ACy	13.739	64.35	136.69	1.6075
C5ADno*	C5ADo	5ADo	14.609	65.98	135.58	1.761
C5Cn.1ny*	C5Cn.1y	5Cn.1y	15.994	68.06	135.87	2.0055
C5Dny*	C5Dy	5Dy	17.154	68.2	134.84	2.1635
C5Eny*	C5Ey	5Ey	18.007	69.05	133.69	2.3115
C6ny*	C6ny	6ny	18.636	70.71	131.3	2.4635
C6no*	C6no	6no	19.535	69.38	132.94	2.5346
C6AA (C6AAny–C6AAr.2n)	C6AA		21.426	–	–	–
C7n (C7n.1ny–C7Ano)	C7n	C7n	24.396	–	–	–
C8n.1n	C8ny	8ny	25.099	–	–	–
C9n (C9ny–C9no)	C9n		26.930	–	–	–
C12ny	C12ny		30.591	–	–	–
C12no	C12no	12no	30.977	–	–	–
C13ny**	C13ny	13ny	33.214	68.22	131.53	3.825
C13no	C13no	13no	33.726	–	–	–
C15ny	C15ny	15ny	35.102	–	–	–
C18n.1n	C18ny	18ny	38.398	–	–	–
C18n.2n	C18no	18no	40.073	67.72	133.91	4.625
C20ny	C20ny	20ny	42.196	–	–	–
C20no	C20no	20no	43.450	–	–	–
C21ny	C21ny	21ny	46.235	–	–	–
C21no**	C21no	21no	47.76	65.38	138.44	5.48
C22ny	C22ny	22ny	48.878	64.52	138.18	5.75
C22no**	C22no	22no	49.666	64.52	138.18	5.75
C23n.1ny	C23ny	23ny	50.767	–	–	–
C23n.2no	C23no	23no	51.724	–	–	–
C24n.1ny	C24ny	24ny	52.540	–	–	–
C24n.3no**	C24no	24no	53.900	63.07	144.26	6.41
C25ny	C25ny	25ny	57.101	–	–	–
C25no	C25no	25no	57.656	–	–	–
C26n (C26ny–C26no)	C26n	–	59.098	–	–	–

Примечание. Магнитные аномалии: ЛМА – линейные, ТЛМА – теоретические линейные; возрастная привязка согласно шкале инверсий геомагнитного поля, (по [98]); единичные хроны или субхроны прямой полярности (normal) делятся на возраст начала ее формирования (o – old) и/или окончания (y – young);

* – полюса раскрытия (1no–6no), по [89];
 ** – полюса раскрытия (13ny–24no), по [66].

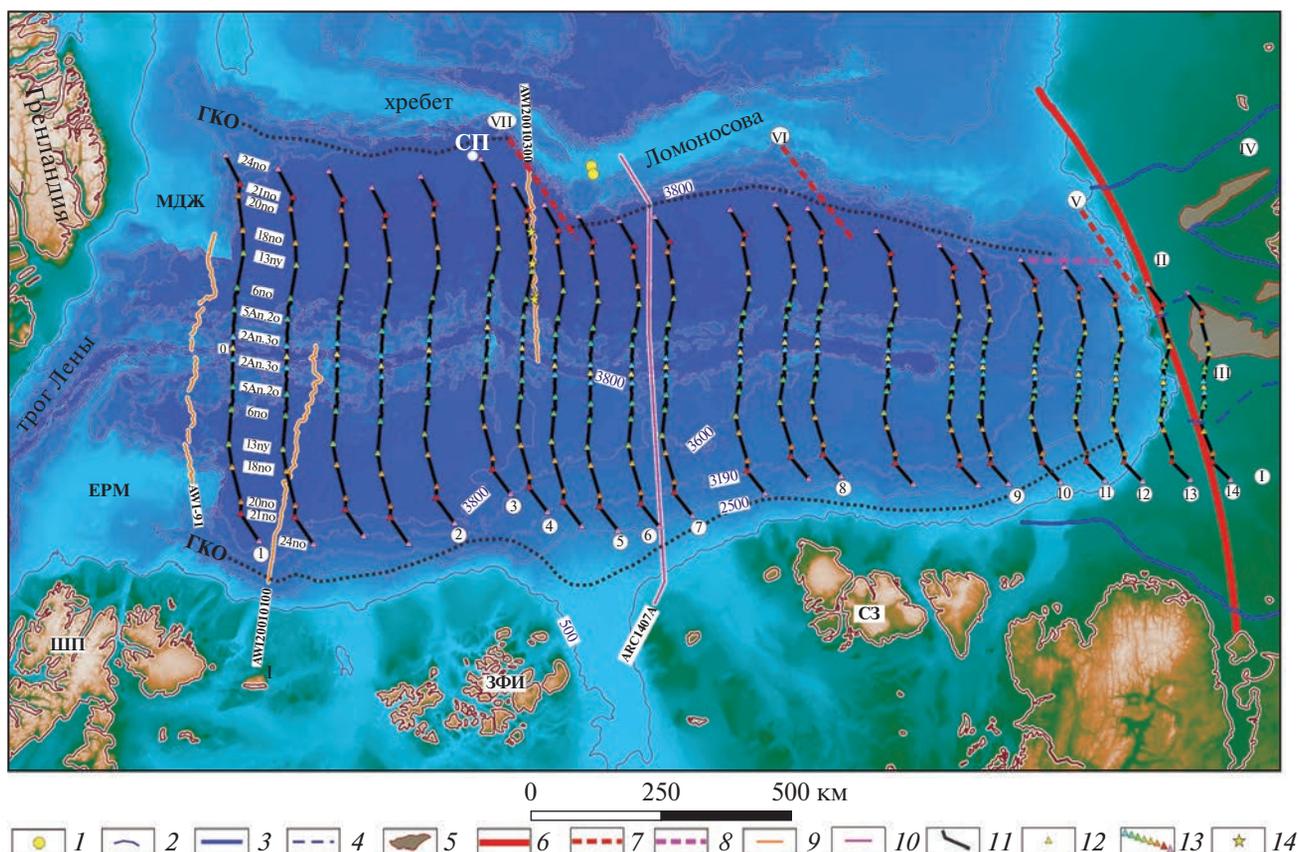


Рис. 6. Положение линий дрейфа в Евразийском бассейне.

Основа: цифровая модель рельефа IBCAO v.4 [77].

Обозначены (арабские цифры) номера линий дрейфа.

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

I–IV – рифтогенная система моря Лаптевых (структуры 1-го порядка), (по [28, 52]); I – Усть-Ленский рифтогенный бассейн, II – рифтовая зона Анжу, III – Восточно-Лаптевская провинция горстов и грабенов, IV – Новосибирский рифт; V–VI – предполагаемые раннекайнозойские палеотрансформные разломы в котловине Амундсена: V – Восточно-Ломоносовский, VI – Центрально-Восточно-Ломоносовский, VII – Центрально-Ломоносовский, (по [49, 92]).

1 – положение скважин бурения АСЕХ, (по [38]); 2 – изобаты 500, 2500, 3190, 3600 и 3800 м.; 3–4 – контуры структур (I–IV) рифтогенной системы моря Лаптевых, (по [28, 52]); 3 – рифтовой системы, 4 – структур 1-го порядка; 5 – основные поднятия; 6 – предполагаемое положение Хатангско-Ломоносовской зоны разломов; 7–8 – положение предполагаемых структур в котловине Амундсена (V–VII); 7 – раннекайнозойские палеотрансформные разломы, 8 – Восточно-Амундсеновский палеорифт; 9–10 – сейсмические профили: 9 – AWI (Германия), (по [44, 56, 79, 82]), 10 – ARC1407A (Россия), (по [93]); 11 – теоретические линии дрейфа; 12 – положение центра рифтовой долины; 13 – теоретическое положение реперных хрон (2An.30–24no); 14 – точки налегания кровли ключевых осадочных толщ на океанический фундамент вдоль линии сейсмического профиля AWI20010300, по [44], (см. табл. 3, Толща-1a (Unit-1a), Толща-1b (Unit-1b), Толща-1c (Unit-1c), Толща-2 (Unit-2), положение точек – на рис. 8, 10)

Только после прекращения спрединга в системе Лабрадорское море–залив Баффина в раннем олигоцене (C13nu, 33.2 млн лет), отделявшего Гренландскую плиту от Северо-Американской плиты, Евразийский бассейн развивался в рамках единой системы Северной Атлантики [55, 66].

В западной части бассейна надежно установлена последовательность всех реперных кайнозойских ЛМА, начиная с C24no (53.9 млн лет), включая современную In [2, 9, 11, 12, 29, 30, 42, 55, 66, 86, 89, 111] (см. рис. 1).

Однако время начала спрединга остается дискуссионным. Согласно одним представлениям

самой ранней выделяемой ЛМА является C25no (57.656 млн лет) [42]. Некоторыми исследователями предполагается, что раскрытие началось ~58 млн лет назад [2, 88]. Если привязывать данный возраст к используемым шкалам инверсии геомагнитного поля, то он соответствует хроне C26n, т.к. возрастной интервал ее формирования составляет ~57.7–59.0 млн лет [43] или ~57.6–57.9 млн лет [68].

ЛМА C26n считается началом спрединга и в более позднем исследовании [30]. В соответствии с международной геохронологической шкалой 2020 г. [74] возраст формирования хроны C26n

находится в диапазоне 58.959–59.237 млн лет и представляется нам несколько ранним для времени начала спрединга в Евразийском бассейне.

Другими исследователями время начала спрединга предполагается между хронами C25n[?]/C24n^o (57.656–53.9 млн лет) [61].

В настоящем исследовании принимается превалярующая точка зрения о начале спрединга ~56 млн лет назад [9, 36, 38, 42, 44, 50, 76, 93].

Данный возраст основан на привязке к ЛМА C25n, которая, в зависимости от использования шкалы геомагнитной полярности, ограничивается возрастом ~57.1–54.0 млн лет [43, 73, 98] или ~56.4–55.9 млн лет [68]. В соответствии с применяемой в настоящей работе международной геохронологической шкалой 2020 г. [74] возраст ЛМА C25n ограничивается диапазоном 57.656–57.1 млн лет, т.е. раскрытие Евразийского бассейна наступило ~57.4 млн лет назад.

Принимаемыми геодинамическими обстановками для Евразийского бассейна являются события, произошедшие ~45 млн лет назад (C21n^o–C20n^o, 47.760–43.450 млн лет). В это время изменилось направление раскрытия и начался переход скорости спрединга со средней скорости на супермедленную [2, 66]. Данные обстановки четко коррелируются с изменениями скорости и направления раскрытия в Норвежско-Гренландском бассейне [62, 70, 71]. Перестройка движения плит в северном полушарии имела глобальный характер, т.к. в этот период фиксируется и кинематическая перестройка плит Тихого океана [16].

Превалярующая точка зрения основана на комплексном изучении керна скважин АСЕХ, в разрезе которой присутствует долгий стратиграфический перерыв с 44.4 до 18.2 млн лет [36, 38, 60, 76]. Начало перерыва совпадает с изменением параметров раскрытия Евразийского бассейна, что проявляется в изменении направления линий дрейфа на участке между хронами C21n (47.760 млн лет) и C20n (43.450 млн лет) (см. табл. 1, линии для расчета полюсов раскрытия; см. рис. 2, положение хрон).

Именно между этими хронами C21n и C20n на сейсмической записи всех профилей появляется характерный для Евразийского бассейна опорный отражающий горизонт, который выделяется в качестве реперного горизонта в сейсмостратиграфических работах, основанных на кайнозойском возрасте формирования Евразийского бассейна [9, 44, 56, 93].

В это время ~46 млн лет в керне скважин АСЕХ фиксируются первые следы появления сезонного льда [37], что указывает на изменение климата, которое отражается в резкой смене характера сейсмических отражений выше отражающего горизонта ~45 млн лет [93]. Полагаем, что климатиче-

ское изменение является следствием смены тектонической обстановки в северном полушарии [93].

Следующее событие в Евразийском бассейне, ставшее ключевым, вызвано прекращением спрединга в системе Лабрадорское море–залив Баффина в раннем олигоцене (C13n^u, 33.2 млн лет) [97]. Считается, что этому возрасту соответствует начало раскрытия его самого западного сегмента плато Ермака и поднятием Моррис Джесуп [2, 55, 66, 93].

Именно с этим событием связаны принципиально различные подходы в определении его возраста и масштаба. Если рассматривать сейсмостратиграфические модели, основанные на кайнозойском возрасте формирования Евразийского бассейна, то ключевым отличием работы [93] от других исследований [9, 44, 56, 82] является выделение опорной границы возрастом ~34 млн лет (C13n^u, 33.2 млн лет [74]).

Существование данной границы обосновывается прекращением юриканской орогении, вызванное встраиванием Гренландской плиты в структуру Северо-Американской [2, 42, 66, 97]. Юриканская орогения значительно затронула только ограниченные площади – острова Королевы Елизаветы (Канадский Арктический архипелаг), северную и северо-восточную окраины Гренландии, западное побережье и центральную часть архипелага Шпицберген, самую западную часть хребта Ломоносова, плато Ермака и поднятия Морриса Джесупа [49, 97, 109].

Окончание локального, возможно, локально-среднемасштабного события в Арктике не могло вызвать столь значительного стратиграфического проявления в пределах всего Евразийского бассейна.

Также существует возрастная неопределенность. Сегмент между плато Ермака и поднятием Морриса Джесупа значительно более узкий по сравнению с остальной частью Евразийского бассейна из-за более позднего раскрытия данного участка (см. рис. 1). Согласно различным тектоническим построениям отделение плато Ермака от поднятия Морриса Джесупа произошло ранее хроны C12n^u (30.591 млн лет) [42] или синхронно хроно C13n (33.214–33.72 млн лет) [2, 56], также возможно в период времени 35.3–33.7 млн лет назад [30]. В другом исследовании [78] время первой идентифицируемой ЛМА уменьшено до C9n (26.420–27.439 млн лет).

Неоднозначная трактовка данных тектонических представлений и режимов осадконакопления приводит к неоднозначности интерпретации данных глубоководного бурения скважин АСЕХ на хребте Ломоносова и для следующего ключевого события в Евразийском бассейне.

В период времени ~18.2–17.5 млн лет назад произошло резкое раскрытие пролива Фрама (со-

временный трог Лены), связавшего северо-восточную часть Северо-Атлантического бассейна с Евразийским бассейном [36, 37, 76]. В Северном Ледовитом океане это привело к очень быстрому переходу от фазы бедной кислородом стадии озера к фазе эстуарного моря, которая, по мере расширения и углубления пролива Фрама в период времени ~11.56–9.36 млн лет, сменилась океанской фазой.

В геодинамическом плане это означает, что возраст смены фаз не зависел от времени начала раскрытия Евразийского бассейна между поднятием Морриса Джесеп и плато Ермака, т.к. согласно тектоническим построениям оно произошло значительно раньше, чем 18.2 млн лет назад.

Согласно исследованию, основанному на изучении изотопии осмия, стратиграфический перерыв произошел в коротком интервале ~34–36 млн лет (поздний эоцен), его длительность составляет всего ~400 тыс. лет, а начало раскрытия пролива Фрама в результате чего установилась циркуляция морских вод, произошло ~36 млн лет [100].

Точки зрения о существовании короткого стратиграфического перерыва придерживается значительное количество отечественных специалистов [13, 21, 26].

РЕКОНСТРУКЦИИ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Очевидно, что от ~36–33.2 млн лет тектоно-стратиграфическая история развития Евразийского бассейна противоречива.

Между поднятием Морриса Джесеп и плато Ермака не прослеживаются ЛМА хроны C13n (~33.214–33.726 млн лет) [2, 30, 42, 56, 66, 78], т.е. разделение данного сегмента произошло позднее. Моложе возраста ~33.5–33.2 млн лет назад в данном сегменте полная скорость раскрытия уже приблизилась к супермедленной, и составляла ~1.1–1.5 см/год [2, 66]. В соответствии с теоретическими расчетами для формирования полноценной связи между океанами ширина пролива должна составлять не менее 50 км [76]. При таких низких скоростях раскрытия для формирования участка океанической коры такой ширины необходим интервал времени ~3–4.5 млн лет. Даже, если принять возраст ~33.5 млн лет (середины хроны C13n, 33.214–33.726 млн лет) как начало последней фазы рифтогенного растяжения между поднятиями Морриса Джесеп и плато Ермака, то пролив необходимой ширины для обеспечения полноценного водообмена мог теоретически сформироваться не ранее, чем ~30.5–29 млн лет назад.

Основное принципиальное отличие в интерпретации ЛМА в западной части Евразийского бассейна существует в идентификации самой древней магнитной аномалии, которая начинает

фрагментарно появляться между поднятием Морриса Джесеп и плато Ермака (см. рис. 1). Данная ЛМА привязана к диапазону хронов C12no–8ny (30.977–25.987 млн лет) [42], но в работе [55] ЛМА привязана к хроно C7n (24.025–24.459 млн лет). Данное различие в интерпретации вносит неопределенность в результаты сейсмостратиграфической привязки.

Результаты идентификации ЛМА [42] использовались в качестве основы при интерпретации сейсмических данных в западной части котловины Амундсена [44]. Однако интерпретация сейсмических данных в западной части котловины Нансена [56] была основана на результатах идентификации ЛМА [55]. При проведении увязки ближайших российских сейсмических профилей (рис. 1, профили ARC1103, ARC1104, ARC1105, ARC1106) к норвежским профилям была выполнена реидентификация ЛМА в западной части котловины Нансена [9].

Была показана правомерность идентификации начала обсуждаемой ЛМА хроной 8ny (25.987 млн лет) [42]. В работе [78] был выделен положительный максимум магнитной аномалии, который идентифицировался хроной C9n (26.420–27.439 млн лет) [42].

Определение точного времени начала раскрытия пролива Фрама до сих пор является предметом научных дискуссий в связи со сложной геодинамической обстановкой и ограниченными объемами геолого-геофизических данных.

Превалирует предположение [55], что самая ранняя ЛМА C6no (~19.6 млн лет) появляется фрагментарно только в самой северной части трога Лены, соединяющейся с Евразийским бассейном. Первой непрерывной ЛМА в сегменте трога Лены и расположенной южнее впадине Моллой, является C5n (~10.4 млн лет), при этом непрерывный океанический коридор сформировался в раннем миоцене (~20–15 млн лет).

Для данного сегмента наиболее ранней идентифицируемой хроной является C6AA (~21 млн лет) [53].

Рассматриваемый возрастной диапазон начала формирования трога Лены соответствует стратиграфической модели скважины АСЕХ, в которой возраст окончания долгого стратиграфического перерыва принимается равным ~18.2 млн лет [36, 37, 76], и полностью противоречит альтернативной модели, в которой возраст окончания короткого перерыва принимается равным ~34 млн лет [13, 21, 26, 100].

При интерпретации мы применили классическую стратиграфическую модель скважины АСЕХ [36, 38, 76].

Различные тектонические реконструкции представлены для области сочленения океанического

Евразийского бассейна с континентальной окраиной моря Лаптевых:

- смещение хребта Гаккеля и хребта Ломоносова от системы рифтов лаптевоморского шельфа происходит по трансформной Хатангско-Ломоносовской зоне [51];

- движение хребта Ломоносова в составе Северо-Американской литосферной плиты без образования сдвиговой системы разломов [5, 19];

- трансформное перемещение хребта Ломоносова относительно Евразийской окраины вдоль Хатанга–Ломоносовской зоны разломов только в начальной спрединговой стадии развития Евразийского бассейна в раннем кайнозое до второй половины эоцена и прекращение трансформного перемещения в связи с изменением направления движения литосферных плит в северном полушарии [16, 28, 93].

При привязке опорных отражающих сейсмических горизонтов к ЛМА имеет значение, в каком сегменте системы проводится интерпретация – в геодинамически спокойном или в области незначительных трансформных перемещений, связанных с локальными перескоками оси раскрытия. Сейсмический профиль ARC1407A находится примерно в центре Евразийского бассейна.

Несмотря на значительную удаленность сейсмического профиля ARC1407A от моря Лаптевых, существует высокая вероятность обнаружения локальных трансформных перемещений в центральной и восточной частях Евразийского бассейна, т.к. по мере приближения к лаптевоморской континентальной окраине уменьшается скорость спрединга и увеличивается его нестабильность, что связано с приближением к полюсам раскрытия. Область сочленения тектонических структур играет важную роль в установлении временных интервалов существования локальных перескоков оси раскрытия.

Аэромагнитные данные, использованные при идентификации ЛМА в восточной части Евразийского бассейна ненадежны из-за больших погрешностей, что ведет к поиску альтернативного способа проверки существования локальных перескоков оси раскрытия.

Стандартным решением является сравнение положений линий дрейфа с геоморфологическими и тектоническими элементами. Для Евразийского бассейна или его восточной части подобный анализ ранее выполнялся [2, 63, 93], но мы расширили диапазон анализа в нашем исследовании.

Анализ линий дрейфа и миграции мгновенных полюсов вращения

Линии дрейфа можно рассчитать на основе положения мгновенных полюсов раскрытия. В случае необходимости проследить особенности раскры-

тия от современного центра спрединга в сторону глубоководных котловин, то расчеты проводятся с использованием половинчатых углов, что подразумевает симметричный спрединг. В случае асимметричного спрединга подобное упрощение, с одной стороны, вносит определенные искажения, но, с другой стороны, выделяют области перескоков оси раскрытия в пределах единичных сегментов хребта.

Результаты последних расчетов положений полюсов раскрытия [2, 66, 89] хорошо совпадают, поэтому и оценки скорости и направления раскрытия Евразийского бассейна [2, 66] также совпадают. Поэтому мы воспользовались результатами анализа особенностей спрединга для самого западного сектора восточной частей Евразийского бассейна [2], установившими следующие закономерности:

- в период хрон C24no–C20no (53.9–43.45 млн лет) наблюдается максимальная асимметрия, что свидетельствует о частых перескоках оси раскрытия в пределах единичных сегментов;

- в период хрон C20no–13n (~43.45–33.5 млн лет) асимметрия резко уменьшается и проявляется сегментированность вдоль палео-оси раскрытия, когда участки хорошего совпадения современной и древней оси (ЛМА) раскрытия сменяются участком несоответствия, что свидетельствует о локальных перескоках оси раскрытия;

- в период хрон C6no–2nA (~19.6–3.6 млн лет) наблюдается почти полная симметрия.

Перечисленные закономерности четко подтверждаются положением линий дрейфа (см. рис. 6).

Осадочный чехол в котловине Нансена значительно мощнее, чем в котловине Амундсена [79, 93]. Из-за этого участок континентального склона окраины Карского моря сильно сглажен. Поэтому, при визуальной оценке, опирающейся на информацию о рельефе дна, выполнялось сопоставление расстояний от окончания линией дрейфа (хрон C24no (53.9 млн лет) до изолиний рельефа хребта Ломоносова со стороны котловины Амундсена.

Аналоговым решением визуального сопоставления является использование границы континент–океан. Из-за единичности данных глубинной сейсморазведки нами использовались аномалии поля силы тяжести. Подобное определение границы континент–океан, особенно на участках сглаженного рельефа континентальных окраин, достаточно условно. Положение границы континент–океан проводится по максимальным значениям градиента аномалий Буге [2, 50, 55], но из-за большой неоднозначности положения градиента в восточной части Евразийского бассейна мы дополнили общепринятый стандарт:

– дополнительно использовались изостатические аномалии WGM-2012, рассчитанные по модели Эйри–Хейсканена [41];

– проводилось направленное определение максимальных горизонтальных градиентов в пределах относительно прямолинейных участков Баренцево–Карской континентальной окраины и хребта Ломоносова.

Сопоставление направлений линий дрейфа, рельефа дна и положения границы континент–океан позволяет предположить, что в период раннего кайнозоя Евразийский бассейн развивался в пределах отдельных сегментов (между линиями дрейфа 1–3, 3–5, 5–8, 8–10, 10–12, 12–13), унаследованных от тектонического строения континентальной окраины [27, 92, 93] (рис. 6).

Сегменты разделялись трансформными разломами с незначительным смещением. В структуре первого сегмента выделяется отдельный суб-сегмент (см. рис. 6), между линиями дрейфа 1–2).

Предполагаемый раннекайнозойский палеотрансформный разлом [61, 92, 102] с предлагаемым нами названием Центрально–Ломоносовский, четко проявляется в направлении линий дрейфа 4–5 в диапазоне хрон C24no (53.9 млн лет)–C21no (47.760 млн лет) (см. рис. 6).

Изгиб в центре восточной части хребта Ломоносова, который расположен четко на траверсе линии дрейфа 8, позволяет предположить существование еще одного палеотрансформного разлома, с предлагаемым нами названием Центрально–Восточно–Ломоносовский (см. рис. 6). Палеотрансформы в котловине Амундсена должны зеркально отражаться в котловине Нансена, но отсутствие надежных геофизических данных не позволяет их выделить, а морфологические критерии, как на хребте Ломоносова не работают из-за мощного осадочного чехла.

Линия дрейфа 14, пролегающая уже на шельфе на продолжении хребта Гаккеля, показывает, что рифтовая система моря Лаптевых примерно в 2 раза шире, что свидетельствует об очень интенсивном верхнемеловом (?) растяжении, что уже неоднократно подчеркивалось [51] (см. рис. 6).

Линии дрейфа 13–14 фиксируют то, что направление Хатанга–Ломоносовской зоны разломов [28] совпадает с линиями дрейфа только для хрон C20no (43.450 млн лет)–C13ny (33.214 млн лет) и резко отличается для всего остального кайнозойского интервала, что отражает сложную и многоэтапную историю формирования самой восточной области Евразийского бассейна (см. рис. 6, см. рис. 7).

Подтверждается ранее выявленная асимметрия расстояний котловин Амундсена и Нансена, которая начинается от линии дрейфа 10 в сторону континентальной окраины моря Лаптевых и объ-

ясняется асимметрией спрединга в период времени ~49–33 млн лет назад [63] (см. рис. 6, см. рис. 7).

Наиболее четко данная асимметрия проявляется на линии дрейфа 12, на которой теоретическое положение хроны C24no (53.9 млн лет) уже находится на шельфе моря Лаптевых, а не в котловине Нансена, в то время как на противоположенной стороне она расположена в котловине Амундсена (см. рис. 6).

Объяснением данной асимметрии может являться раскрытие Евразийского бассейна в данной области в раннем кайнозое в юго-восточной части котловины Амундсена напротив системы Анжу–Новосибирских рифтов и дальнейшим перескоком оси раскрытия, произошедшим примерно в период хрон C21no (47.760 млн лет)–C20no (43.450 млн лет).

Данный возраст соответствует перестройке спрединга в Евразийском бассейне и Норвежско–Гренландского бассейна [66, 71]. В этом случае в юго-восточной части котловины Амундсена должен существовать локальный палеорифт, с предлагаемым нами названием Восточно–Амундсенский, а сочленение с континентальной окраиной происходить по разлому, с предлагаемым нами названием Восточно–Лаптевский палеотрансформный разлом (см. рис. 6, рис. 8).

Для интервала хрон C20no (43.450 млн лет)–C13ny (33.214 млн лет) фиксируется соответствие направлений линий дрейфа и предполагаемого Хатанга–Ломоносовской зоны разломов. В самом восточном сегменте Евразийского бассейна между линиями дрейфа 12–13 шел очень медленный рифтинг с возможным одновременным незначительным смещением (или смещениями) вдоль этого направления (см. рис. 6).

Начиная с времени формирования хроны C13ny (33.214 млн лет) шла постоянная кинематическая перестройка раскрытия Евразийской и Северо–Американской плит, что отражается в положении полюсов раскрытия (см. рис. 7).

Скорее всего в самой восточной части Евразийского бассейна постоянно происходили локальные перескоки оси раскрытия, но из-за супермедленных скоростей они не находят своего четкого отражения в геофизических данных.

Резкое изменение приходится на хрону C6ny (18.636 млн лет), что хорошо совпадает с возрастом окончания долгого стратиграфического перерыва, выявленного в скважине ACEX (~18.2 млн лет) [36, 37] и началом сегментированного спрединга в трог Лены (~19.6 млн лет) [55]. До этого времени в генеральном плане смещение полюсов раскрытия шло в северо-западном направлении, а с этого момента основной вектор сменился на южное направление (см. рис. 7).

Изменение направления полюсов раскрытия, произошедшего примерно 18.6 млн лет назад,

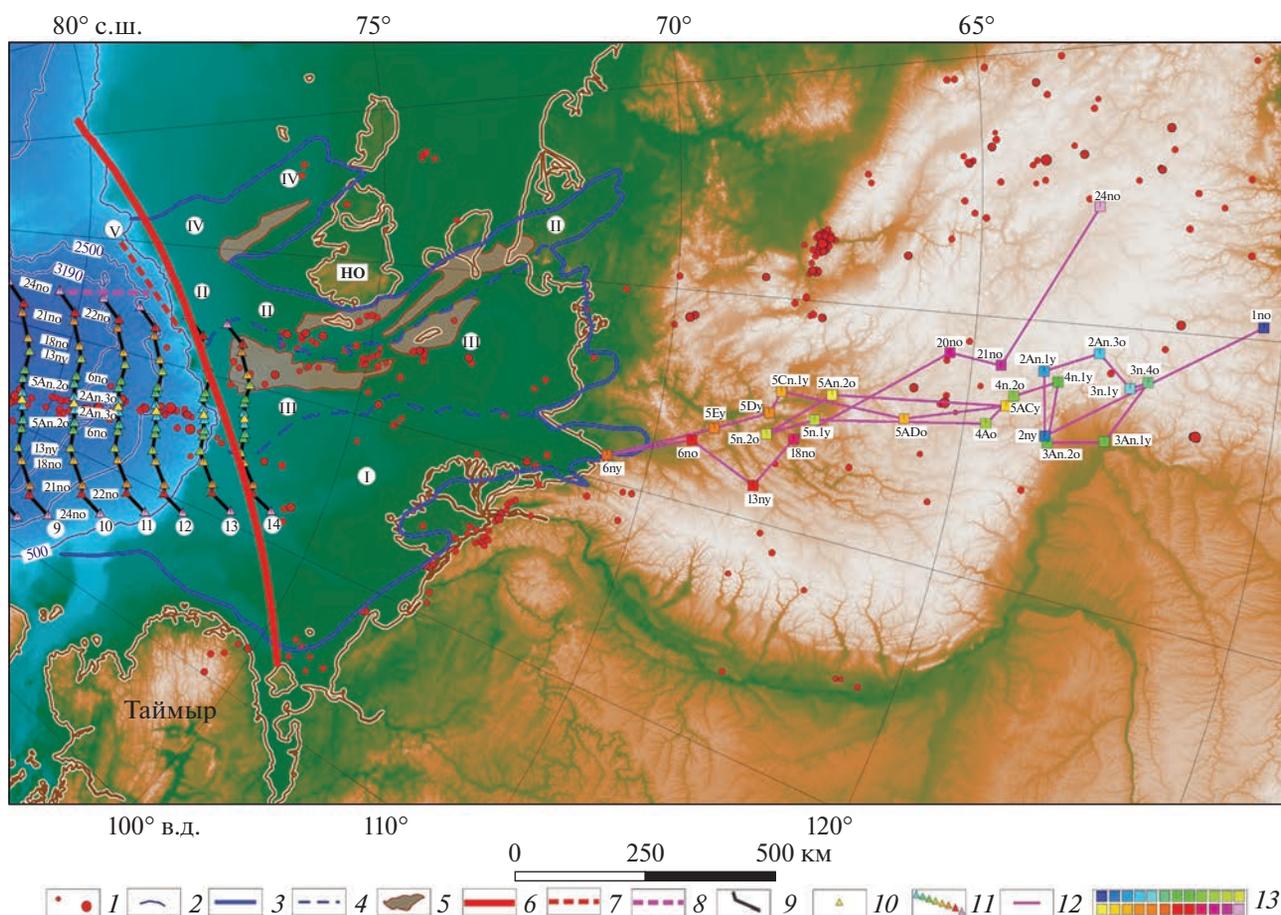


Рис. 7. Положение мгновенных полюсов раскрытия для Евразийской и Северо-Американской литосферных плит (по данным [66, 89]).

Основа: цифровая модель рельефа ИВСаО v.4 [77].

Сокращение: НО – Новосибирские острова.

I–IV – рифтогенная система моря Лаптевых (по [28, 52]):

I – Усть-Ленский рифтогенный бассейн, II – рифтовая зона Анжу, III – Восточно-Лаптевская провинция горстов и грабенов, IV – Новосибирский рифт; V – предполагаемый раннекайнозойский палеотрансформный разлом в котловине Амундсена: V – Восточно-Ломоносовский.

I – землетрясения в диапазоне 3.3–6.9 *M* (интенсивность пропорциональна размерам) (по [110]); 2 – изобаты 500, 2500, 3190, 3600 и 3800 м.; 3–4 – контуры структур (I–IV) рифтогенной системы моря Лаптевых (по [28, 52]); 3 – рифтовой системы, 4 – структур 1-го порядка; 5 – основные поднятия; 6 – предполагаемое положение Хатангско-Ломоносовской зоны разломов, 7–8 – положение предполагаемого: 7 – раннекайнозойского палеотрансформного разлома (V) в котловине Амундсена, 8 – Восточно-Амундсеновского палеорифта; 9 – линия дрейфа; 10 – центр рифтовой долины; 11 – теоретическое положение реперных хрон (2An.3o–24no); 12 – кривая миграции мгновенных полюсов раскрытия (1no–6no [89]) и (13ny–24no [66]); 13 – положение мгновенных полюсов раскрытия

привело к смене механизма раскрытия в самой восточной части Еразийского бассейна и началу относительно быстрого рифтинга континентальной окраины при супермедленных скоростях раскрытия, начиная примерно с 77.8° с.ш.

Нестабильность системы и стремление обратного возврата к северному направлению в период хрон C5Acy–C5n2o (13.739–11.056 млн лет) имеют важное значение. Можно предположить, что раскрытие в самом восточном сегменте системы, начиная примерно с 77.5° с.ш. (центр линии дрейфа 13 – локальный изгиб изобаты 500 м), началось не ранее хроны C5Acy (13.739 млн лет). При этом в разрезе скважины АСЕХ присутствует

стратиграфический перерыв ~11.6–9.4 млн лет, что может свидетельствовать о корреляции событий [36, 37].

Практически полное отсутствию асимметрии для участка Еразийского бассейна [2], в пределах которого расположен сейсмический профиль ARC1407A, подтверждается линиями дрейфа 6 и 7 (см. рис. 6).

Пририфтовые горы четко ограничиваются хроной C6no (19.6 млн лет). Наблюдаются незначительное расхождение расстояний между хроной C24no (~53.9 млн лет) и границы континент–океан для линии дрейфа 7. Для линии дрей-

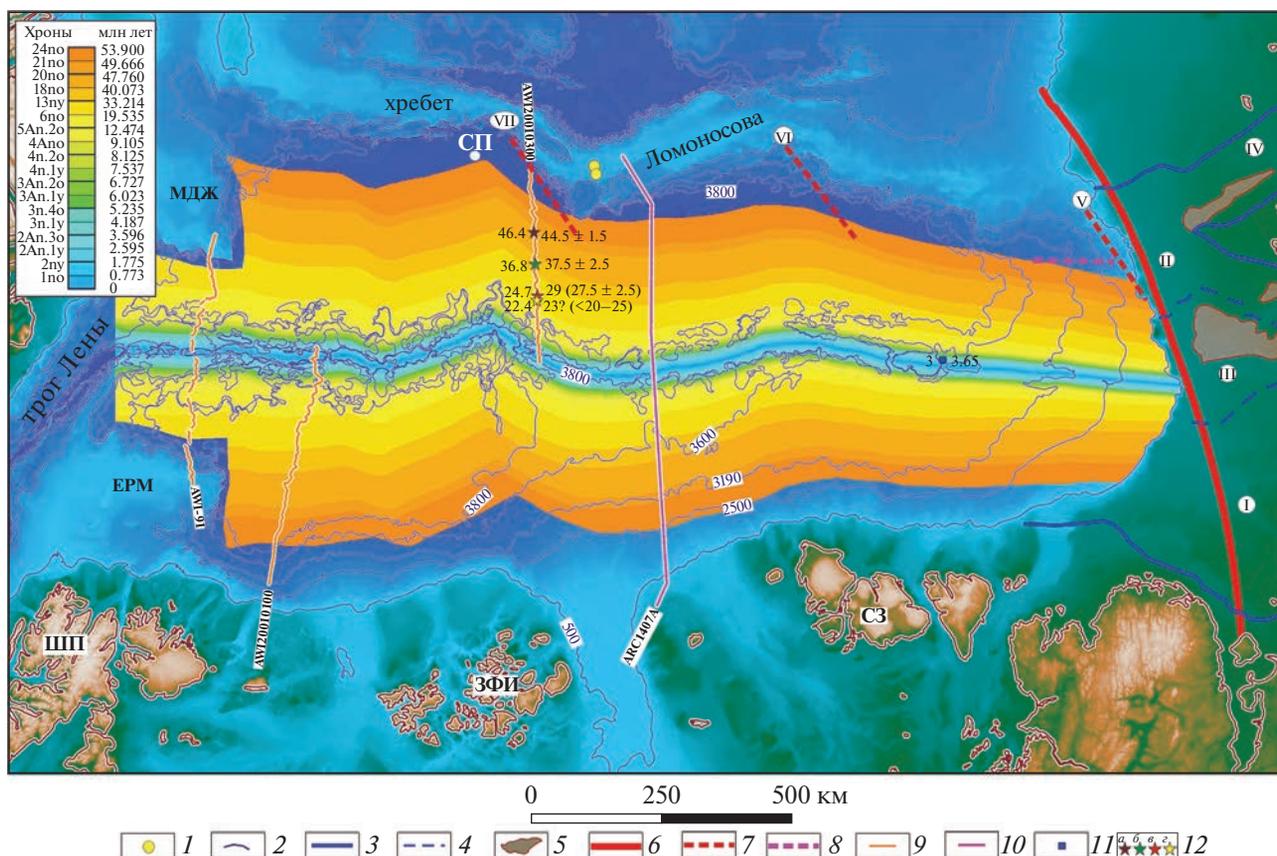


Рис. 8. Теоретический возраст формирования океанической коры Евразийского бассейна. Основа: цифровая модель рельефа дна IBCAO v.4 [77].
 Сокращения: СП – Северный полюс; ШП – арх. Шпицберген; ЗФИ – арх. Земля Франца-Иосифа; СЗ – арх. Северная Земля; ЕРМ – плато Ермак; МДЖ – поднятие Моррис Дженсуп.
 I–IV – рифтогенная система моря Лаптевых, (по [28, 52]): I – Усть-Ленский рифтогенный бассейн, II – рифтовая зона Анжу, III – Восточно-Лаптевская провинция горстов и грабенов, IV – Новосибирский рифт; V–VII – предполагаемые раннекайнозойские палеотрансформные разломы в котловине Амурдсена: V – Восточно-Ломоносовский, VI – Центрально–Восточно-Ломоносовский, VII – Центрально-Ломоносовский (по [49, 92]).
 1 – положение скважин бурения АСЕХ (по [38]); 2 – изобаты 500, 2500, 3190, 3600 и 3800 м; 3–4 – контуры структур рифтогенной системы моря Лаптевых (по [28, 52]); 3 – рифтовой системы, 4 – структур 1-го порядка (I–IV); 6 – предполагаемое положение Хатангско-Ломоносовской зоны разломов; 5 – основные поднятия; 7–8 – положение предполагаемых структур в котловине Амурдсена: 7 – раннекайнозойских палеотрансформных разломов в котловине Амурдсена (V–VII), 8 – Восточно-Амурдсеновского палеорифта; 9–10 – реперные сейсмические профили: 9 – AWI (Германия) (по [44, 56, 79, 82]), 10 – ARC1407A (Россия) ([93]); 11 – точка драгирования молодых базальтов (справа от точки указан возраст (млн лет) по результатам геохронологических исследований (по [80]), слева указан теоретический возраст, млн лет)); 12 – точки налегания кровли ключевых осадочных толщ (см. табл. 3 и рис. 6, 10) на океанический фундамент вдоль линии сейсмического профиля AWI20010300 (по [44]), справа от точек указан возраст и погрешность определения (млн лет) (по [44]), слева указан теоретический возраст (млн лет): а – Толща-1а (Unit-1a); б – Толща-1б (Unit-1b); в – Толща-1с (Unit-1c); з – Толща-2 (Unit-2).

фа б расхождение расстояний значительно выше. Это позволяет предположить, что в районе подножия склона хребта Ломоносова, где расположен сейсмический профиль, во время начальной стадии раскрытия существенных перескоков оси не было. В области континентального склона в котловине Амурдсена перескоки оси были, но из-за значительных мощностей осадочного чехла на сейсмической записи в этом районе фундамент не выделяется [93], поэтому выполнить сеймо-стратиграфическую привязку самых нижних горизонтов невозможно.

Если опираться на оценки асимметрии из работы [2], то в первом приближении участок Евразийского бассейна, где расположен сейсмический профиль ARC1407A можно разделить на следующие области:

- центральная, сформированная в период времени ~19.6–0 млн лет (хрона бпо), с высокой степенью симметрии, не превышающей отклонения ~3–5%;
- фланговые, сформированные в период времени ~56–19.6 млн лет (хроны 24по–бпо), где

асимметрия может достигать ~5–7%, но для наиболее древних возрастов в котловине Амундсена.

Можно уверенно констатировать об удачном расположении профиля ARC1407A в сейсмостектонически и геодинамически спокойном сегменте без признаков значительных перескоков. Приведенные оценки возможной асимметрии справедливы при расчетах теоретического возраста океанической коры.

Сейсмостратиграфическая привязка

В случае принятия кайнозойского непрерывного спредингового формирования Еразийского бассейна классическая сейсмостратиграфическая привязка, как это реализовано в работах [9, 44, 56, 79, 93], предполагает выделение ближайших к рифтовой долине точек налегания кровли выделяемых осадочных толщ на океанический фундамент, возраст которого определяется по результатам идентификации осей ЛМА, что соответствует принципу невозможности формирования осадочной толщи более древнего возраста, чем возраст подстилающей океанической коры (рис. 9).

Данный способ сейсмостратиграфической привязки широко распространен при определении возраста осадков, сформированных в спрединговых бассейнах, но применительно к данному району он может иметь значительные погрешности. Это вызвано тем обстоятельством, что существующие в данной области Евразийского бассейна аэромагнитные данные характеризуются крайне низкой навигационной точностью, погрешность которой может достигать десятков километров. Подтверждением этому служат приведенные в работе [93] результаты идентификации ЛМА вдоль линии сейсмического профиля ARC1407A (см. рис. 9).

Наличеству масштабная асимметрия раскрытия, которая проявляется в том, что протяженность участков океанической коры, сформированных за один и тот же временной интервал в котловинах Амундсена и Нансена, резко различаются (см. рис. 9).

Альтернативное решение заключается в определении теоретического положения линейных магнитных аномалия (ТЛМА) относительно современного центра спрединга с использованием полюсов вращения и половинчатых углов раскрытия Еразийской и Северо-Американской плит и построение модели теоретического возраста океанической коры. Для определения ТЛМА проводились расчеты положения линий дрейфа с шагом ~2.5–5 км, поэтому к ним справедливы приведенные оценки погрешности определения.

При использовании половинчатых углов раскрытия, как это сделано в настоящей работе, в качестве начальной точки принимается современная дивергентная граница. Обычно при региональ-

ных исследованиях ось раскрытия выделяется по оси минимума гравитационных аномалий в свободном воздухе над рифтовой долиной. Нами приоритет был отдан данным рельефа дна IBCAO v4 [77], которые для хребта Гаккеля (кроме самого восточного участка) базируются на данных МЛЭ, т.к. компиляции гравитационных аномалий для Арктики имеют сглаженный характер.

На участках незначительных нетрансформных смещений рифтовой долины и в самой восточной части Евразийского бассейна предпочтение отдавалось гравитационным аномалиям в свободном воздухе из проекта WGM-2012 [41].

Используемые в настоящей работе полюса вращения плит, углы и полууглы раскрытия приведены в табл. 1. Цикл гляцио-морского осадконакопления начался ~2.7 млн лет назад, что надежно установлено для западной и северо-западной окраин Баренцева моря и прилегающих глубоководных котловин данными бурения и многочисленной сейсмической информацией [31]. Теоретическое положение ТЛМА для данного возраста рассчитывалось линейной интерполяцией между ближайшими по возрасту хронами C2An.1ny (2.595 млн лет) и C2An.3no (3.596 млн лет), для которых рассчитаны полюса вращения [89].

Для профиля ARC1407A в качестве положения современного центра спрединга, относительно которого проведены расчеты, принято локальное поднятия в центре рифтовой долины, которое, по характеру сейсмической записи, может отождествляться с неовулканом. Современные вулканические осевые хребты и вулканы закартированы и подтверждены пробоботбором [101] в близко расположенном участке рифтовой долины 85° с.ш. хребта Гаккеля [90, 101].

Результаты расчетов ТЛМА использованы при сейсмостратиграфической интерпретации профиля ARC1407. Для отдельных склонов пририфтовых гор, вплотную примыкающих к рифтовой долине хребта Гаккеля со стороны котловины Амундсена, в районе пересечения сейсмических профилях ARC1420 и ARC026 было выявлено отсутствие осадочного чехла [93] (рис. 6).

Для данного района было выполнено драгирование и подняты свежие базальты, возраст которых определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом как 3.65 ± 0.01 млн лет. [80]. Для сопоставления корректности расчетов ТЛМА, которым был присвоен возраст в соответствии геохронологической шкалой GTS-2020 [74], была рассчитана матрица значений теоретического возраста океанического дна (см. рис. 8).

Из-за нестабильности спрединга для периода времени формирования хрон C6ny–5n.1y (18.636–9.786 млн лет), о чем свидетельствует резкое перемещение близко расположенных к Евразийскому бассейну полюсов вращения плит, для расчетов

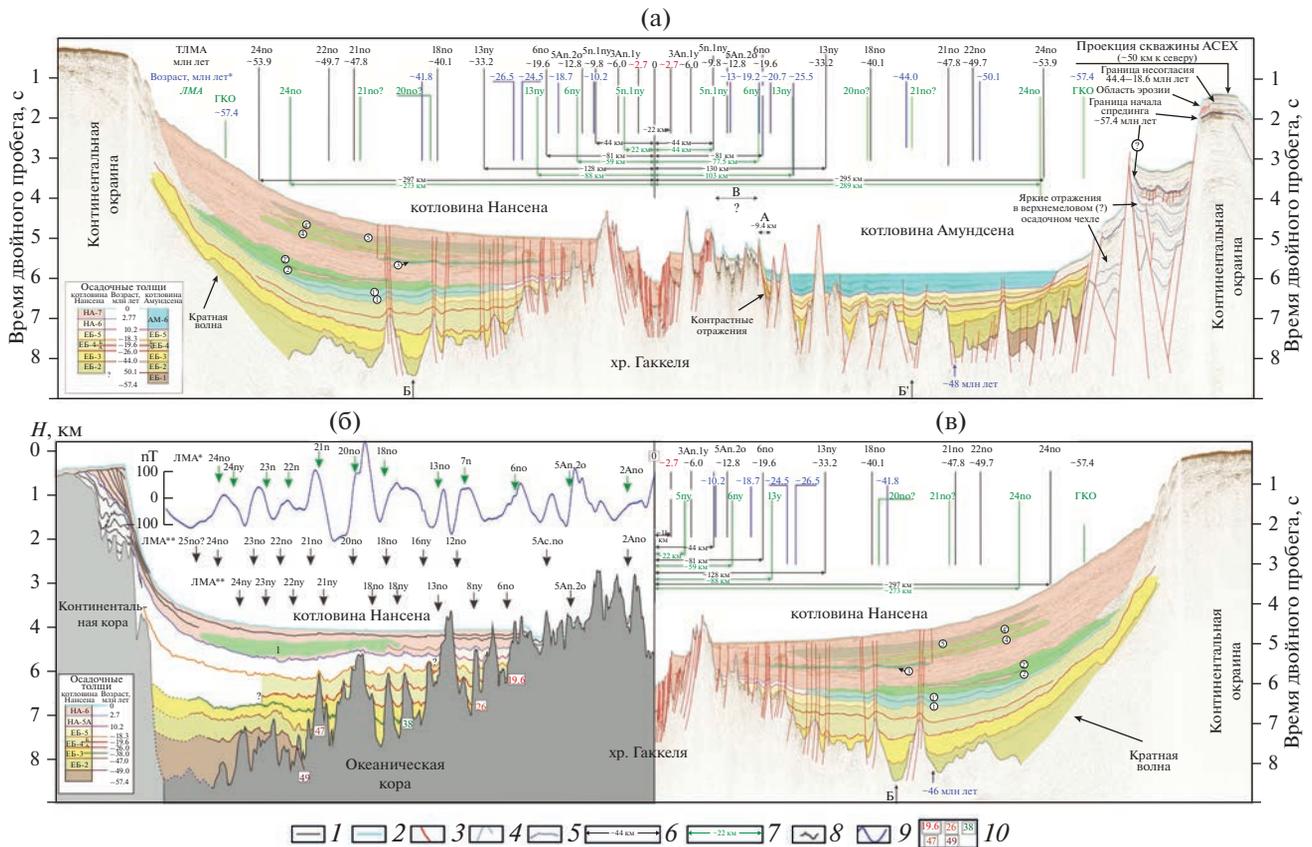


Рис. 9. Сеймостратиграфическая привязка сейсмических профилей ARC1407A и AWI20010100, (по данным [18, 56, 93], с изменениями и дополнениями).

(а) – временной разрез по сейсмическому профилю ARC1407A; (б) – глубинный разрез по сейсмическому профилю AWI20010100; (в) – зеркальное отображение временного разреза части сейсмического профиля ARC1407A в котловине Нансена.

Обозначено:

ТЛМА – положение теоретических осей линейных магнитных аномалий и их возраст (млн лет) в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля, (по [98]); ЛМА – положение осей линейных магнитных аномалий, (по [93]); ЛМА* – оси линейных магнитных аномалий и их индексация (по [56]); ЛМА** – оси линейных магнитных аномалий, идентифицированные (по [9]); ГКО – граница перехода континент–океан, (по [93]) и возраст формирования в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля, (по [98]); А – область быстрого возмущения палеоборта рифтовой долины; Б, Б' – симметричные межгорные впадины в котловинах Нансена и Амундсена относительно центра рифтовой долины хр. Гаккеля с незначительным смещением (~2 млн лет) теоретического возраста формирования океанической коры; В – область неопределенности трассирования сейсмических горизонтов в котловине Амундсена; 1, 1'; 2, 2'; 3, 4, 4' и 5 – области значительной или частичной потери корреляции сейсмического сигнала, интерпретируемые как подводные оползни и турбидитные потоки.

Возраст (млн лет) – теоретический возраст океанического фундамента в точках налегания кровли выделяемых осадочных толщ.

Точки возрастом 2.7 млн лет (красным) определены методом линейной интерполяции между ближайшими ТЛМА (см. табл. 1).

1 – рельеф фундамента; 2 – поверхность дна над осадочным чехлом; 3 – разломы; 4 – выделяемые границы в осадочном чехле хр. Ломоносова; 5 – предполагаемое положение выделенной границы в осадочном чехле на хр. Ломоносова, соответствующее началу спрединга в Евразийском бассейне; 6–7 – расстояние от центра рифтовой оси до: 6 – теоретических осей линейных магнитных аномалий, 7 – осей линейных магнитных аномалий, (по [93]); 8 – поверхность океанического фундамента; 9 – кривая аномального магнитного поля; 10 – возраст океанической коры в местах налегания кровли осадочных толщ (млн лет)

матрицы значений возраста в диапазоне хроны C5 использовалась только ТЛМА C5An.2o (12.474 млн лет) (см. рис. 6). Поскольку геодинамическое развитие области Евразийского бассейна, сочленяющейся с континентальной окраиной моря Лаптевых, остается обсуждаемым, то матрица значений обрезана по изобате 500 м (см. рис. 8).

В дальнейшем из матрицы были извлечены значения для точек начала и окончания профиля драгирования. Для точки начала профиля с координатами 81°12.76' с.ш., 121°25.87' в.д. теоретическое значение возраста получилось равным 2.8 млн лет, а для точки окончания профиля с координатами 81°12.15' с.ш., 121°31.26' в.д. равным 3.2 млн лет,

Таблица 2. Сопоставление возрастов кровли осадочных толщ вдоль линии сейсмического профиля AWI20010300 с результатами определения теоретического возраста, извлеченного из матрицы значений (см. рис. 8).

Осадочная толща ¹	Возраст кровли по шкале 2012 г. ² (млн лет)	Ошибка определения ³ (млн лет)	Используемые ЛМА*. ⁴	Возраст ЛМА по шкале 2012 г. ⁵ (млн лет)	Возраст ЛМА по шкале 2020 г. ⁶ (млн лет)	Возраст кровли по шкале 2020 г. ⁷ (млн лет)	Теоретический возраст кровли по шкале 2020 г. ⁸ (млн лет)	Разница определения возрастов по шкале 2020 г. ⁹ (млн лет)
Unit 1a	44.5	±1.5	C21ny–20no	45.724–42.301	46.235–43.450	44.8	46.4	1.6
Unit 1b	37.5	±2.5	C18o–15y	39.698–33.705	40.073–35.102	37.6	36.8	0.8
Unit 1c	27.5	±2.5	C12o–C8y	24.984–30.591	30.977–25.099	28	24.7	3.3
Unit 2	23(?)	<25–20	<C8y	24.984	25.099	23	22.4	–0.6

Примечание. * – ЛМА – линейные магнитные аномалии;

¹ – индексация осадочных толщ, (по [44]);

² – возраст кровли осадочных толщ в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля, (по [44, 73]);

³ – ошибка определения возраст кровли осадочных толщ, (по [44]);

⁴ – используемые ЛМА для определения возраста кровли осадочных толщ, (по [42, 44]);

возрастной диапазон интервалов ЛМА в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля: ⁵ – по [73], ⁶ – по [98];

⁷ – возраст кровли осадочных толщ в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля, (по [98]);

⁸ – теоретический возраст океанической коры в месте налегания кровли осадочной толщи в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля, (по [98]);

⁹ – разница определения возрастов кровли осадочных толщ, определенных по линейным магнитным аномалиям и теоретическому возрасту океанической коры (по шкале инверсий геомагнитного поля, (по [98])).

что свидетельствует о хорошей сопоставимости теоретических расчетов с лабораторными определениями.

В западной части котловины Амундсена в качестве реперного использовался сейсмический профиль AWI20010300, который расположен на удалении ~120 км от сейсмического профиля ARC1407A [44]. Отсутствие секущих профилей, связывающих два профиля, корректность визуального сопоставления выделяемых сейсмических толщ вызывает сомнения.

Для контроля из матрицы значений теоретического возраста были извлечены значения для точек налегания кровли слоев на океанический фундамент вдоль сейсмического профиля AWI20010300 [44]. Результаты сопоставления показывают очень близкие значения возрастов, привязанных к ЛМА [44] и теоретически определенных (табл. 2).

Различие определения возраста для кровли толщи Unit-1a (44.5 млн лет [73], 44.8 млн лет [98]), равное ~1.6 млн лет, практически укладывается в погрешность определения в ±1.5 млн лет [44]. При этом возрасту 44.8 млн лет соответствует перестройка движения плит, поэтому получен-

ное расхождение возрастов может отражать длительность перестройки.

Различие в определении возраста кровли толщи Unit-1c (27.5 млн лет [73] или 28 млн лет [97]), равное ~3.3 млн лет, несколько превышает погрешность определения в ±2.5 млн лет [44]. Отмечено, что точка налегания кровли сейсмической толщи на океанический фундамент расположена в пределах пририфтовых гор в области резкого повышения фундамента, поэтому возраст данной толщи может быть моложе [44].

В западной части котловины Нансена в качестве реперного профиля использовался сейсмический профиль AWI20010100, который значительно удален от сейсмического профиля ARC1407A [56] (см. рис. 1, см. рис. 6). В пределах стратиграфически привязанных толщ прослежены дополнительные опорные горизонты, возраст которых не определялся (см. рис. 9, б). Не внося изменения в положение выделяемых опорных горизонтов, нами выполнена их привязка к ЛМА. Для этого использовались результаты реидентификации ЛМА [9], которые специально проводились с целью увязки результатов норвежских исследований с ближайшими российскими сейсмическими профилями.

Таблица 3. Расчеты диспропорций в положении и возрасте линейных магнитных аномалий (по [93]) в котловине Амундсена и котловине Нансена вдоль линии сейсмического профиля ARC1407A относительно рифтовой оси хр. Гаккела (см. рис. 9, а).

ЛМА	Котловина Амундсена					Котловина Нансена					Сравнение разницы расстояний ЛМА от центра спрединга в котловинах***	
	возраст (млн лет)*	расстояние (км)**	теоретический возраст (млн лет)	разница возрастов (млн лет)	соотношение расстояний (%)	расстояние (км)**	теоретический возраст (млн лет)	разница возрастов (млн лет)	соотношение возрастов (%)	соотношение расстояний (км)	соотношение расстояний (%)	
5n.1ny	~9.8	44	9.8	0	0	22	4.8	5	100	22	100	
6ny	~18.6	77.5	19.2	0.6	3	59	13.9	4.7	25	18.5	31	
13ny	~33.2	103	25.2	8	24	88	21.2	12	36	15	17	
24no	~53.9	289	53.5	0.4	0.7	273	52.3	1.6	3	16	6	

Примечание. ЛМА – линейные магнитные аномалии; возрастная привязка согласно шкале инверсий геомагнитного поля, из работы (по [98]); единичные хроны или субхроны прямой полярности (normal) делятся на возраст начала ее формирования (o – old) и/или окончания (y – young);

* – возраст хроны в соответствии со шкалой инверсий геомагнитного поля, (по [98]);

** – расстояние вдоль линии профиля от центра спрединга до линейных магнитных аномалий.

*** – соотношение расстояний вдоль линии профиля от центра спрединга до положения линейных магнитных аномалий (ЛМА) в котловинах Амундсена и Нансена.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ ARC1407A

Сопоставление ТЛМА с ЛМА вдоль линии сейсмического профиля ARC1407A

Визуальный анализ положения ТЛМА и результатов уверенно идентифицированных ЛМА из работы [93] показывает очень хорошее соответствие положений в котловине Амундсена, но принципиально отличается в котловине Нансена (см. рис. 9, а).

Результаты сопоставления надежно идентифицированных ЛМА и ТЛМА в виде количественных оценок представлены в табл. 3.

В котловине Амундсена для хрон C5n.1ny, C6ny и C24no положение ТЛМА и ЛМА хорошо совпадают. Это связано с тем, что этот участок характеризуется хорошей плотностью аэромагнитных данных (см. рис. 4). Для котловины Амундсена единственное существенное расхождение выявлено для хроны C13ny (~33.2 млн лет).

Для котловины Нансена единственное совпадение ЛМА и ТЛМА в рамках выбранных погрешностей (<7%) наблюдается в области хроны C24no. Погрешность возраста для ЛМА C5n.1ny, C6ny, C13ny составляет от 25 до 100%, что невозможно объяснить масштабными перескоками оси раскрытия, т.к. их признаки не видны в сейсмических данных (см. рис. 9, а).

Обращает на себя внимание масштабная асимметрия раскрытия для ЛМА C5n.1ny, которая выражается в том, что протяженность участка океанической коры, сформированного за один и тот же период времени в котловине АМ в 2 раза шире, чем в котловине Нансена.

ЛМА C5n.1ny попадает во временной интервал, начиная с раннего миоцена (хроны C6no, 19.535 млн лет), когда Евразийский бассейн формировался как единая система с Северной Атлантикой. В работах [2, 89, 66], посвященных идентификации ЛМА в Северной Атлантике и Евразийском бассейне, отмечается высокая симметричность спрединга в данный период развития системы, что исключает возможность 2-х кратной асимметрии. Геодинамически, подобная асимметрия может объясняться только продолжительным по времени перескоком оси раскрытия, но в этом случае в котловине Амундсена должна была сформироваться полноценная палеорифтовая долина, которая отсутствует в сейсмических данных, и должны присутствовать трансформные разломы, которые не видны в дистанционных данных (батиметрия, гравиметрия, магнитометрия).

Исходя из полученных оценок, можно уверенно констатировать неточность положения выделенных в работе [93] всех уверенно идентифици-

рованных ЛМА котловине Нансена и ЛМА 13пу (33.214 млн лет) в котловине Амундсена.

Возрастная привязка опорных отражающих горизонтов и осадочных толщ, выделяемых на сейсмическом профиле ARC1407A

Возрастная привязка отражающих горизонтов (ОГ), выделяемых в нижней и средней части разреза осадочного чехла выполнена традиционным способом путем корреляции участков прилегания к океаническому фундаменту, возраст которого определялся по положению ТЛМА (см. рис. 9, а, б).

Привязка ОГ участка сейсмического профиля ARC1407 над хребтом Ломоносова осуществлялась к результатам бурения скважин АСЕХ путем двойного проецирования профиля AWI 91090 на профиль ARC1407 через промежуточный профиль AWI 91091 [22]. Поскольку рельеф данного участка хребта Ломоносова является плоским и сейсмические данные в области проецирования показывают отсутствие разломных нарушений в верхней части разреза осадочного чехла, то с геофизической точки зрения подобный подход является корректным при решении задачи прослеживания наиболее контрастных и характерных отражающих горизонтов (ОГ) (см. рис. 9 а). Имеется только два таких четко выраженных ОГ:

- граница среднекайнозойского несогласия 44.4–18.6 млн лет;
- граница, фиксирующая начало спрединга в Еразийском бассейне ~57.4 млн лет назад [98] согласно стратиграфической привязке [36, 37].

Если рассматривать сейсмический профиль в сторону котловины Амундсена, то при подходе к склону хребта Ломоносова в верхней части разреза наблюдается область эрозии, срезающая границу среднекайнозойского несогласия (см. рис. 9, а). Точно такая же картина наблюдается и для профиля AWI 91090 [81]. Поэтому, выполнить корректное трассирование данного отражающего горизонта в грабен, следующим за склоном, невозможно, даже используя метод палеовыравнивания отражающего горизонта. Это также справедливо и для границы, фиксирующей начало спрединга в Еразийском бассейне, т.к. она не трассируется на склоне.

Доступным способом остается визуальное сопоставление сейсмического разреза приподнятой части хребта Ломоносова и следующими по направлению к котловине Амундсена глубоким грабеном и склоном. Единственным отражающим горизонтом, имеющим характерный отличительный признак по контрастности, является предполагаемая граница начала спрединга с возрастом ~57.4 млн лет. С определенными допущениями он может быть протрассирован в грабене и на следующий за ним верхний участок склона, но от

нижнего участка склона он отделен серией разломов, между которыми наблюдается хаотичная сейсмическая запись (см. рис. 9, а). Поэтому, при интерпретации сейсмических данных в Евразийском бассейне нами выполнялось общее сопоставление полученных результатов с разрезом скважины АСЕХ.

Осадочная толща ЕБ-1

Из-за мощного осадочного чехла в области континентального склона и прилегающей глубоководной котловины Нансена трассирование самого нижнего отражающего горизонта, ассоциируемого как фундамент, невозможно, т.к. он попадает в зону кратных отражений. Поэтому, в котловине Нансена возникает проблема выделения и возрастной привязки самого нижнего отражающего горизонта в осадочном чехле, который индексируется возрастом ~50 млн лет [93]. Возрастная привязка данного отражающего горизонта выполнена для сейсмических профилей, расположенных напротив континентальной окраины архипелага ЗФИ [93] по результатам идентификации ЛМА в области, характеризующейся хорошей аэромагнитной изученностью.

На сейсмическом профиле ARC1407A данный отражающий горизонт отчетливо фиксируется в котловине Амундсена и, согласно теоретическим расчетам, имеет возрастную привязку ~50.1 млн лет (см. рис. 9, а). Данный отражающий горизонт прослеживается в западной части котловины Нансена на сейсмическом профиле AWI20010100 (см. рис. 6, линия дрейфа 8) и его возраст оценивается равным 49 млн лет (см. рис. 9, б).

Полученные оценки возраста очень близки к точке максимального стояния уровня моря в кайнозойе (рис. 10).

При привязке к результатам бурения скважины АСЕХ, то данный возраст хорошо соответствует геологической границе с возрастом ~49.7 млн лет, которая характеризуется самым древним сохранившимся биокремнистым таксоном с возрастом 50.1 млн лет, началом появления биокремнистого ила 49.7 млн лет назад и эпизодическими пресноводными условиями 48.6–49.2 млн лет [36], что в совокупности объясняет появление контрастного и характерного отражения в сейсмической записи (см. рис. 9, а).

Осадочная толща ЕБ-2

Вышерасположенный отражающий горизонт является опорным и четко фиксируется абсолютно на всех существующих сейсмических профилях в Евразийском бассейне (см. рис. 9, а, б). Он разделяет ритмичную толщу с контрастными отражениями (ЕБ-2) от толщи с гораздо меньшей контрастностью отражений (ЕБ-3). Возрастная

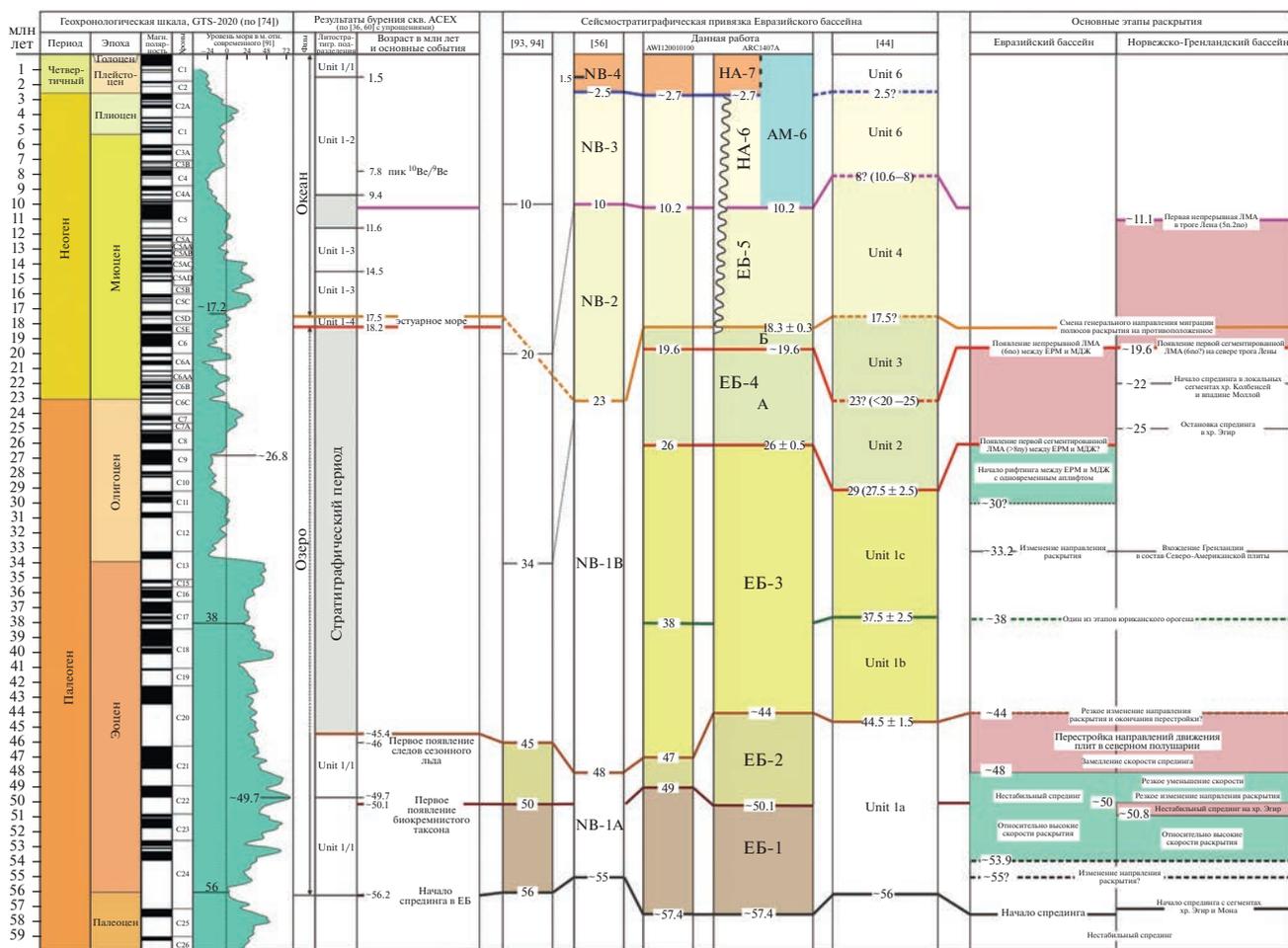


Рис. 10. Схема сейсмостратиграфической привязки осадочных отложений вдоль линии профиля ARC1407A и ее корреляция с результатами бурения скважины ACEX и основными тектоническими этапами развития Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов (по данным [2, 9, 16, 36, 42, 44, 49, 55, 56, 60, 62, 64–66, 69, 70, 93]).

привязка данного отражающего горизонта, выполненная разными исследователями для расположенных в различных районах Евразийского бассейна сейсмических профилей, достаточно близка друг к другу [44, 56, 93].

В западной части котловины Нансена возраст данного отражающего горизонта отождествляется кровле осадочной толщи NB-1A возрастом 48 млн лет [55] (см. рис. 10). Проведенная нами привязка данного отражающего горизонта к ЛМА показывает схожий результат – 47 млн лет (см. рис. 9, б).

В восточной части западного сектора котловины Амундсена данный отражающий горизонт индексируется возрастом 44.5 млн лет [44]. В работе [93], основанной на значительном объеме отечественной сейсмической информации, данный отражающий горизонт индексируется 45 млн лет и традиционно привязывается к началу стратиграфического несогласия (45.4 млн лет), полученного по результатам бурения на хребте Ломоносова [36, 37]. Для сейсмического профиля ARC1407A

для данного отражающего горизонта в котловине Амундсена нами рассчитан возраст ~ 44 млн лет, а для котловины Нансена ~ 41.8 млн лет.

Осадочная толща EB-3

Налегание кровли вышерасположенной характерной осадочной толщи (EB-3) на океанический фундамент демонстрирует высокую симметричность в котловине Нансена (~26.5 млн лет) и котловине Амундсена (~25.5 млн лет) (см. рис. 9, а, в).

Данный отражающий горизонт отчетливо фиксируется в западной части котловины Нансена на сейсмическом профиле AWI20010100 [55] (см. рис. 9, б, см. рис. 10).

Возрастная привязка данного отражающего горизонта показывает аналогичный возраст 26 млн лет (см. рис. 9, б).

В котловине Амундсена кровля толщи EB-3 соответствует кровле слоя Unit-1c возрастом ~27.5 ± 2.5 млн лет [44] (см. рис. 10).

Схожие результаты интерпретации границы возрастом ~26 млн лет противоречат результатам работ [93, 94], в которых несколько вышерасположенный ОГ выделяется в качестве одного из реперных для Арктического бассейна с возрастом 34 млн лет (~33.2 млн лет [74]). Следовательно, если принимать сейсмостратиграфическую модель работы [93], возраст кровли ЕБ-3 должен быть еще древнее, чем 34 млн лет, т.е. расхождение с результатами нашей интерпретации достигает ~10 млн лет, что составляет ~17% от общего возраста существования Евразийского бассейна (начало ~57.4 млн лет.).

Если возвратиться к математическим оценкам точности совпадения идентификации ЛМА 13пу [93], то разница расстояний от ее положений в котловинах Амундсена и Нансена до современного центра спрединга составляет ~15 км или ~17% (см. табл. 3, см. рис. 9, а).

Период времени формирования хроны С13п характеризовался крайне низкими скоростями раскрытия, меньшими, чем современные [2]. Сейсмические данные показывают, что ширина современной рифтовой долины составляет ~22 км, а теоретические расчеты показывают, что она сформировалась за последние ~2.7 млн лет (см. рис. 8, рис. 9, а).

Таким образом, асимметрия положений ЛМА в 15 км должна была привести к формированию в котловине Амундсена полноценной палеорифтовой долины, не видимой в сейсмических данных. Еще большая диспропорция наблюдается при сопоставлении с ТЛМА и теоретическим возрастом (см. табл. 2).

Учитывая медленные скорости раскрытия, хорошо читаемое положение фундамента на сейсмическом профиле, показывающее генеральную симметричность его заглужения в диапазоне от бортов рифтовой долины в сторону котловин до ЛМА 13пу, можно уверенно констатировать ошибочность определения ее положения.

Принципиальной является попытка идентификации ЛМА 13пу [65, 93, 94] в восточной части Евразийского бассейна по ретроспективным отечественным аэромагнитным данным, характеризующимся низкой плотностью сети и большими навигационными ошибками.

Восточная часть Евразийского бассейна отличается медленными скоростями раскрытия [2], что усиливает эффект суперпозиции аномально магнитного поля (АМП) от единичных хрон.

Если рассматривать кривые АМП представленные в работах [65, 93] над интерпретируемыми сейсмическими профилями, то обращает внимание на то, что локальная аномалия магнитного поля, которую можно идентифицировать как ЛМА 13п, отсутствует на кривых.

Осадочная толща ЕБ-4

Вышерасположенная осадочная толща (ЕБ-4) отражает изменения, произошедшие после начала нового этапа развития Евразийского бассейна (см. рис. 9, а, в; см. рис. 10).

В котловине Нансена кровля налегает на океанический фундамент с теоретическим возрастом ~18.6 млн лет, а в котловине Амундсена ~19.2 млн лет. По своему положению кровля коррелируется с отражающим горизонтом возрастом ~17.5 млн лет, выделяемым в западной части котловины Амундсена и связываемым с началом океанической фазы в Евразийского бассейна [44].

Некоторые особенности данной толщи могут быть показаны на примере интерпретации отражающего горизонта, который в котловине Нансена налегает на океанический фундамент с теоретическим возрастом ~24.5 млн лет, а в котловине Амундсена ~19.6 млн лет и делящего данную осадочную толщу на две субтолщи – ЕБ-4А и ЕБ-4Б (см. рис. 9, а, в).

Данный отражающий горизонт выделяется в западной части котловины Амундсена и в сопоставлении с ЛМА его возраст оценивается <25–20 млн лет. [44]. Выявленное в настоящем исследовании явное несовпадение возрастов данного отражающего горизонта в котловинах Амундсена и Нансена свидетельствует о произошедшем тектоническом событии, которое устанавливается по взаимоотношению осадочного чехла с океанической корой в котловине Амундсена (см. рис. 9, а, область А).

Кровля осадочных субтолщ ЕБ-4А и ЕБ-4Б и другие внутренние контрастные горизонты примерно параллельны океаническому фундаменту, резко погружающемуся в северном направлении. Если сопоставлять данный участок с участком современной рифтовой долиной в котловине Амундсена, то четко прослеживаются следующие аналогии.

Расстояние от центра рифтовой долины до вершины борта ~11 км, и, согласно расчетам, данный участок океанической коры сформировался за ~2.7 млн лет. С учетом того, что, начиная с ЛМА 2An.3o (3.596 млн лет) скорость спрединга несколько увеличилась [2], то логично предположить, что участок в области А, протяженностью ~9.4 км и сформированный примерно за ~1.5 млн лет, является реликтом борта палеорифтовой долины, подвергнутому интенсивному воздыманию (см. рис. 9, а, область А).

Для обсуждаемого участка в пределах осадочной субтолщи ЕБ-4Б наблюдаются интенсивные отражения, которые могут быть интерпретированы, как внедрившиеся в осадочный чехол силы в результате интенсивных магматических извержений в период образования данного участка океанической коры в пределах рифтовой долины, т.е.

возраст кровли осадочной субтолщи ЕБ-4Б может быть принят равным полученному теоретическому значению в котловине АМ, равному ~19.6 млн лет (см. рис. 9, а, область А).

Данному времени соответствует появление первых непрерывных и интенсивных аномалий ЛМА бпо между плато Ермака и поднятием Морриса Джесепа в Евразийском бассейне и флангах хребта Колбенсей в Норвежско-Гренландском бассейне [2, 42, 62, 66, 89].

Данный отражающий горизонт в западной части котловины Нансена соответствует кровле слоя NB-1B [56] на сейсмическом профиле AW120010100 (см. рис. 9, б).

Возрастная привязка данного отражающего горизонта 19.6 млн лет полностью совпадает с определением возраста кровли субтолщи ЕБ-4Б (см. рис. 9, а-в; см. рис. 10).

Кровля субтолщи ЕБ-4А расположена несколько ближе к рифтовой долине, т.е. ее возраст, по аналогии с интерпретацией сейсмического профиля ARC1407A, можно принять равным ~18.3 млн лет (см. рис. 9, а, в).

Осадочная толща ЕБ-5

Кровля сейсмической толщи ЕБ-5 проявляется в ее налегании в котловине Нансена на океанический фундамент возрастом ~10.2 млн лет, а в котловине Амундсена ~13 млн лет (см. рис. 9, а).

Положение кровли совпадает с выделяемым в работе [93] отражающим горизонтом, индексированным возрастом 20 млн лет. В работе [93] возраст определен путем привязки к положению ЛМА С6пу (~18.636 млн лет), но резкая асимметрия расстояний от центра рифтовой долины до положений данной ЛМА в котловине Амундсена (~77.5 км) и котловине Нансена (~59 км), позволяет предполагать ошибочность ее выделения в котловине Нансена (см. рис. 9, а; см. табл. 2).

В западной части котловины Нансена возрасту 10 млн лет соответствует кровля толща NB-2 [56] (см. рис. 10).

Из-за расчлененности поверхности фундамента и маломощности осадочных линз в межгорных впадинах проследить кровлю толщи в сторону рифтовой долины невозможно (см. рис. 9, б).

В работе [56] возраст кровли толщи рассчитан на основе анализа скоростей осадконакопления в сопоставлении с результатами по скважине АСЕХ [36, 37, 60].

В котловине Амундсена по своему гипсометрическому уровню толща ЕБ-5 соответствует слою Unit-4 (17.5(?)–8(?) 10.6–8 млн лет) [44], что достаточно близко к полученным нами значениям теоретического возраста. Возраст кровли слоя Unit-4 привязан к датированному ¹⁰Ве перерыву

на глубине 135.5–140.4 м в керне скважины АСЕХ (по [60], перекалибровано по [45]) и появлению железомарганцевых корок на фланге хребта Ломоносова [84].

Нами возраст кровли толщи ЕБ-5 в 10.2 млн лет оставляется равным определению по положению ТЛМА в котловине Нансена, что соответствует незначительному стратиграфическому перерыву в период ~11.6–9.6 млн лет, зафиксированному в скважине АСЕХ [36, 37].

Осадочные толщи ЕБ-6-АМ, ЕБ-6-НА, ЕБ-7-НА

Привязка вышерасположенных толщ к ТЛМА затруднена расчлененностью рельефа пририфтовых гор, что не позволяет корректно определить точки налегания отражающего горизонта на океанический фундамент. Приведена интерпретация толщ возрастом <10.2 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Период образования осадочной толщи ЕБ-1 (54.7–50.1 млн лет)

Начало образования толщи связано с началом спрединга в Евразийского бассейна, который нами принят равным ~57.4 млн лет. Возраст кровли сейсмической толщи ЕБ-1 нами определяется равным ~50.1 млн лет, что практически полностью совпадает с предыдущими результатами [93] (см. рис. 10). Одним из объяснений появления этой границы является ее связь с климатическими изменениями [93].

Вместе с тем, существуют и очевидные тектонические факторы. В период времени 50–48 млн лет произошло скачкообразное уменьшение скорости и резкое изменение направления раскрытия (L30°–40°) в северо-восточной Атлантике [64], хотя в период времени ~53.9–44 млн лет в Евразийском бассейне полные скорости спрединга были относительно высокими и составляли 2.2–2.7 см/год [2]. В период 50–48 млн лет отмечается изменение направлений в трансформных зонах Лабрадорского моря [64].

В котловине Амундсена севернее ТЛМА С24по (53.9 млн лет) в сторону хребта Ломоносова в пределах единого локального выступы фундамента расположен полуграбен, возраст формирования которого можно оценить, как ~55 млн лет (см. рис. 9, а). В работе [92] предполагается изменение направления раскрытия на самой ранней стадии спрединга в Евразийском бассейне. Инверсия возрастом 53.5 ± 1 млн зафиксирована в разломной зоне Западного Шпицбергена, которая связывается с началом трансформного перемещения Гренландии относительно северо-западной части Ев [104] и началом перемещения Гренландии относительно Северной Америки в северном

направлении [97]. Возраст данного события нами оценивается равным ~55 млн лет (см. рис. 10).

*Период образования осадочной толщи ЕБ-2
(50.1–44 млн лет)*

Теоретический возраст кровли осадочной толщи ЕБ-2 отличается в котловинах, т.к. для котловины Амундсена он составляет ~44 млн лет, а для котловины Нансена ~41.8 млн лет. Поскольку теоретический возраст кровли несколько моложе, чем начало стратиграфического перерыва (45.4 млн лет) в скважине АСЕХ [36, 37], то можно допустить сценарий более раннего подъема центрального сегмента хребта Ломоносова над уровнем моря и размыва незначительной части сформированной осадочной толщи.

Возможно, что более молодой возраст кровли толщи ЕБ-2 в котловине Нансена связан с перестройкой направлений движений плит в северном полушарии, которая произошла в период ~47.7–43.5 млн лет (см. рис. 9, см. рис. 10).

Кроме смены направления линий дрейфов в Евразийском бассейне следы данной перестройки прослеживаются в сейсмических данных. На сейсмическом профиле напротив восточной части архипелага Земля Франуа-Иосифа зафиксирована деформация осадочного чехла, расположенного ниже кровли толщи ЕБ-2 [93]. Это свидетельствует о том, что основное изменение направлений раскрытия в данной части котловины Нансена произошла раньше, чем ~44 млн лет назад.

На сейсмическом профиле ARC1407A для данного возрастного интервала отсутствуют отчетливые следы деформации в осадочном чехле, но четко прослеживается локальная асимметрия поверхности фундамента в близлежащих областях к месту налегания отражающего горизонта. Локальная асимметрия проявляется в незначительном смещении теоретического возраста формирования океанической коры в характерных межгорных впадин в котловине Нансена и котловине Амундсена (см. рис. 9, а, б, точки Б, Б').

Это может свидетельствовать о локальных перескоках оси раскрытия, которые не учтены при расчетах теоретического возраста океанической коры, базирующегося на симметричности спрединга. Возникающее отклонение в ~2 млн лет фиксирует отсутствие в расчетах составляющей локальных перескоков в котловине Нансена.

Глобальная реорганизация плит не происходит одномоментно, и, если выказанное предположение справедливо, то полученное значение в ~2 млн лет фиксирует длительность локальной перестройки в Евразийского бассейне и, следовательно, — в этих пределах возраст формирования кровли толщи ЕБ-2.

*Период образования осадочной толщи ЕБ-3
(~44–26 ± 0.5 млн лет)*

Данная толща характеризует сложное взаимодействие трех плит — Евразийской, Северо-Американской, Гренландской — и особенностей формирования осадочного чехла в западной части Евразийского бассейна. Подошва и кровля данной толщи, выделяемая на сейсмическом профиле ARC1407A, четко коррелируется с отражающим горизонтом, выделяемыми в западной части котловины Нансена и котловины Амундсена (см. рис. 10).

В пределах толщи ЕБ-3 на сейсмическом профиле ARC1407A отсутствуют объективные причины для ее более дробного деления. Однако в западной части котловины Амундсена в данном возрастном интервале уверенно устанавливаются два слоя [44]:

- Unit-1b (~44.5 ± 1.5–~37.5 ± 2.5 млн лет);
- Unit-1c (~37.5 ± 2.5–~27.5 ± 2.5 млн лет).

Отражающий горизонт возрастом 38 млн лет уверенно выделяется и в западной части котловины Нансена (см. рис. 9, см. рис. 10).

В период времени ~40–38 млн лет произошло изменение направлений раскрытия Евразийского бассейна и Норвежско-Гренландского бассейна [62, 64]. При этом полные осредненные скорости раскрытия были медленными и для Норвежско-Гренландского бассейна [62], они составляли ~1.8 см/год (начальная стадия >50 млн лет — ~3.8 см/год), а для Евразийского бассейна [2] ~1.5 см/год (начальная стадия >50 млн лет ~2.5 см/год).

В рассматриваемый интервал времени Гренландия продолжала перемещение в северном направлении [97]. Очевидно, что изменение направлений и скоростей раскрытия, зафиксированных в Норвежско-Гренландском бассейне и Евразийском бассейне, должны были симметрично отражаться в бассейнах между Гренландской и Северо-Американской плитами, но из-за крайне низких скоростей раскрытия в западной части Северной Атлантики корректно зафиксировать эти изменения невозможно.

Датировки базальтовых потоков о. Элсмир методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ограничены интервалом 49–47 млн лет и в некоторых работах принимаются за пик юриканского орогена [109]. Возраст ~40–38 млн лет отражает более поздний этап орогении затронувшей области севера о. Элсмир и, по всей видимости, — поднятия Морриса Джесепса и плато Ермака. Эти области и являлись локальными источниками сноса, сформировавшими осадки в период времени ~44–38 млн лет в прилегающей западной части Евразийского бассейна, но не прослеживающиеся в восточную часть.

Как и в работе [44] нами принимается тектонический фактор формирования кровли толщи

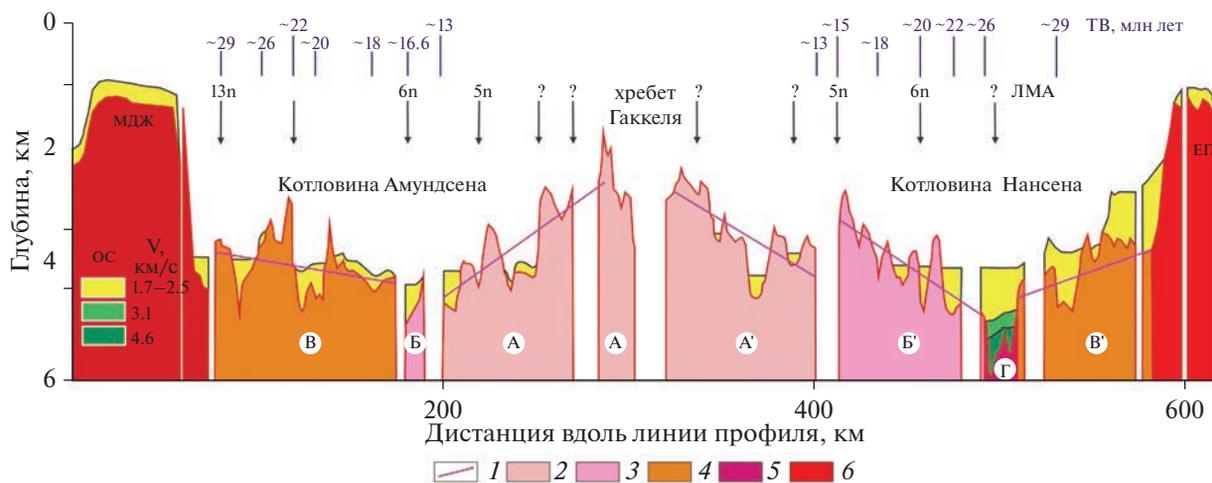


Рис. 11. Интерпретация сейсмического профиля AWI-91, (по [82] с изменениями и дополнениями). Положение профиля AWI-91 – (см. рис. 1, линии дрейфа 6, 8). Сокращения: ЕРМ – плато Ермак; МДЖ – поднятие Моррис Джесуп; ОС – выделяемые осадочные толщи (по [82]); ЛМА – идентифицированные линейные магнитные аномалии (по [82]); ТВ – теоретический возраст (млн лет). Обозначено: А, А' и Б, Б' – участки симметричного заглибления фундамента в котловинах Амундсена и Нансена относительно хр. Гаккеля; В, В' – участки симметричного подъема фундамента в котловинах Амундсена и Нансена относительно хр. Гаккеля; Г – область резкого заглибления фундамента в котловине Нансена не имеющая симметричного отображения в котловине Амундсена. 1 – региональный тренд рельефа фундамента в пределах сегментов (А, А'), (Б, Б') и (В, В'), (Г, Г'); 2–3 – типизация океанической коры, сформированной в период: 2 – симметричного спрединга, 3 – асимметричного спрединга (перескок/перескоки оси раскрытия (?)); 4 – зона перехода континент–океан (асимметричный рифтинг (?)); 5 – океаническая кора, сформированная в период начала спрединга (Г)(?); 6 – континентальная кора

ЕБ-3 возрастом 26 млн лет. Данному возрасту близко соответствует окончание спрединга в палеохребте Эгир в Норвежско-Гренландском бассейне.

Полученные новые качественные аэромагнитные данные [70, 71] позволили уточнить возраст прекращения спрединга, т.к. было надежно установлено наличие ближайшей к палеорифту ЛМА С12-11по (~30.6–30 млн лет). Возраст прекращения спрединга, произошедший ~25 млн лет назад, определен с допущением о сохранении тенденции систематического уменьшения супермедленной скорости спрединга, наступившего сразу после времени формирования хроны С21г (47.760–48.878 млн лет) [70, 71].

Считается, что возрасту ~27.5–26 млн лет соответствует появление первой сегментированной ЛМА в северной части сегмента между поднятием Морриса Джесупа и плато Ермака [42, 78]. Если привязывать данные возрастной интервал к шкале смены геомагнитной полярности, то интервал соответствует периоду частых инверсий магнитного поля в диапазоне хронов С8–С11 (~25–30 млн лет) (см. рис. 10).

В данном интервале Евразийский бассейн характеризуется низкими скоростями спрединга [2], поэтому идентификация ЛМА затруднена из-за суперпозиции аномального магнитного поля от отдельных блоков хронов различной полярности.

Сегмент между поднятием Морриса Джесупа и плато Ермака по геоморфологическим и геофизическим характеристикам отличается от остальной части Евразийского бассейна [2], – в его пределах в 1991 г. выполнен только единственный пересекающий его сегментированный сейсмический профиль AWI-91 (см. рис. 6, см. рис. 8).

При интерпретации профиля [82] использовались устаревшие к настоящему времени результаты идентификации ЛМА 1979 г. [111], поэтому нами заново была выполнена привязка сейсмического разреза к теоретически рассчитанному возрасту, которая подчеркивает четкую асимметрию строения флангов хребта (рис. 11).

Описание особенностей строения осадочного чехла взято из работы [82].

Непосредственно на поднятиях мощность осадочного чехла составляет всего 100–200 м, фиксируются следы эрозии. Если рассматривать региональные закономерности рельефа фундамента от современного центра спрединга в сторону флангов с точки зрения его погружения по мере возрастания возраста формирования океанической коры, то оно происходит только в центральной области А–А' (см. рис. 11) и для котловины Амундсена и котловины Нансена ограничивается возрастом ~13 млн лет, что свидетельствует о симметричности спрединга.

Максимальная мощность осадков в межгорных впадинах составляет ~200 м. Далее в котловине Нансена следует участок Б', который не находит своего полноценного отражения в котловине Амундсена, что свидетельствует о нестабильности спрединга в данный интервал времени и перескоке/перескоках оси раскрытия (см. рис. 11).

Максимальная мощность осадков в межгорных впадинах составляет ~400 м.

Следующие симметричные в генеральном плане участки В и В' (см. рис. 11) характеризуются резкой сменой региональных направлений на противоположенное с возрастанием в сторону подножия склонов. Рельеф фундамента позволяет интерпретировать их как области активного рифтинга (зона перехода континент—океан (?)).

Имеется глубокий грабен в котловине Нансена участок С с теоретическим возрастом формирования ~27–26 млн лет, в котором, в отличие от противоположенного участка в котловине Амундсена, максимальная мощность отложений в 3 раза больше и составляет ~1500 м (см. рис. 11).

Нижняя часть разреза отличается резко повышенными значениями сейсмических скоростей (3.1 и 4.6 км/сек), что может свидетельствовать об активном внедрении базальтов в осадки. Данную область можно интерпретировать, как начальную стадию спрединга (?).

Из-за присутствия значительного перескока/перескоков оси раскрытия в области Б и Б' теоретические определения возраста в области Г и следующих в сторону поднятий несостоятельны, т.к. базировались на генеральной симметрии спрединга (см. рис. 11).

Выполнить теоретические расчеты вероятного времени перескока затруднительно в связи крайней криволинейности единичного в данном сегменте Евразийского бассейна сейсмического профиля (см. рис. 6, см. рис. 8).

Можно предположить следующий сценарий. Начальная стадия отделения поднятия Морриса Джесепе от плато Ермак сопровождалась региональным подъемом, затронувшим, в том числе западную часть хребта Ломоносова, северную часть арх. Шпицберген, север о. Элмир и возможно, область между арх. Шпицберген и арх. Земля Франца-Иосифа (западную часть арх. ЗФИ (?)).

Косвенным подтверждением этому служат результаты расчетов кайнозойского подъема, показывающие большие значения подъема для северо-западной части Баренцева моря, чем для северо-восточной, центральной и южной частей [4, 75]. Скорее всего, под данной областью располагался мантийный плюм [42], следы которого проявляются в наши дни в виде локального минимума в томографических моделях [63], что и определяет магматический сценарий развития в данном сегменте [48].

Это подчеркивается резкой интенсивностью аномального магнитного поля [2], нехарактерной для всей остальной области Евразийского бассейна. Многочисленные следы грабенов зафиксированы в сейсмических данных на плато Ермака [69], а интенсивные магнитные аномалии [42] и контрастные локальные отражения в осадочном чехле [69] позволяют интерпретировать их, как внедрение базальтов в период континентального рифтинга.

Возраст ~30 млн лет можно принять как начало активного рифтинга между плато Ермака и поднятия Морриса Джесепе с подъемом территорий, сменившегося спредингом в локальных сегментах ~26 ± 0.5 млн лет назад. Поэтому в сейсмических данных западной части котловины Амундсена и западной части восточного сектора Евразийского бассейна в сейсмической записи уверенно выделяется отражающий горизонт данного возраста.

Период образования осадочной толщи ЕБ-4 (26 ± 0.5–18 ± 0.3 млн лет)

Сейсмическая толща ЕБ-4 делится на две субтощи и обладает рядом характерных особенностей (см. рис. 9, а–в; см. рис. 10).

По своему гипсометрическому уровню нижняя субтолща ЕБ-4А (26 ± 0.5–19.6 млн лет) соответствует слою Unit-2 (27.5 ± 2.5–23(?) (<20–25) млн лет) [44] в западной части котловины Амундсена и четко коррелируется с отражающим горизонтом в западной части котловины Нансена. После остановки спрединга в хр. Эгир ~25 млн лет назад [71], с незначительной задержкой в период формирования ЛМА 6В (~22 млн лет) появляются первые спрединговые сегменты в будущем хр. Колбенсей [40, 63] и впадине Моллой [55, 104], отделяющей хр. Книповича от трога Лены.

ЛМА 6по (возраст ~19.6 млн) является первой выделяемой на севере трога Лены, и непрерывно прослеживаемой между поднятием Морриса Джесепе и плато Ермака [55]. Возраст кровли ЕБ-4 (~19.6 млн) отражает возраст быстрой фазы соединения Северной Атлантики с Евразийским бассейном.

Верхняя субтолща ЕБ-4Б (19.6–18.3 ± 0.3 млн лет) соответствует кровле слоя Unit-3 (23 (?) (<20–25)–17.5 (?) млн лет) [44]. В работе [44] возраст 17.5 млн лет привязывается к окончанию фазы эстуарного моря по результатам интерпретации скважины АСЕХ [36, 37].

В период времени 18.636–18.007 млн лет (ЛМА 6пу–5Еу) произошла фундаментальная перестройка раскрытия системы Северной Атлантики–Евразийского бассейна (см. рис. 7). Начиная с времени формирования ЛМА 24по (53.9 млн лет) до ЛМА 6пу (18.636 млн лет) основное направление

миграции полюсов раскрытия происходило в север–северо-западном направлении. Начиная с времени формирования ЛМА 5Еу (18.007 млн лет), как минимум до ЛМА 1по (0.773 млн лет), а, возможно, и в настоящем времени, основное направление миграции полюсов раскрытия сменилось на противоположенное – юг–юго-восточное. Поэтому, логично предположить, что появление обсуждаемой границы и явилось следствием данной перестройки. Поскольку между ЛМА 6ну и 5Еу отсутствуют хроны магнитной полярности, то мы можем дать только среднюю вероятностную оценку возраста данного события $\sim 18.3 \pm 0.3$ млн лет, которое свидетельствует о начале океанической фазы в Евразийского бассейна (см. рис. 10).

*Период образования осадочных толщ ЕБ-6-АМ,
ЕБ-6-НА, ЕБ-7-НА*

Верхние осадочные толщи, моложе <10.2 млн лет, показывают ярко выраженную асимметрию мощностей и характера сейсмической записи в котловине Амундсена и котловине Нансена (см. рис. 9, а, в).

В пределах котловины Амундсена в осадочной толще АМ-6 по характеру сейсмической записи может быть уверенно выделено четыре субтолщи (см. рис. 9, а). В работе [44] верхняя часть осадков подразделяется только на два слоя Unit-5 (8(?)–2.5(?) млн лет) и Unit-5 (2.5(?)–0 млн лет), где возраст 2.5 млн лет соответствует позднеплиоцен–четвертичному этапу оледенений в Арктике [31]. Резкая изрезанность поверхности фундамента в котловине Амундсена на сейсмическом профиле ARC1407A, не позволяют выполнить корректное трассирование отражающего горизонта в сторону хр. Гаккеля, поэтому в настоящем исследовании мы не выполняли более дробного деления толщи АМ-6 (см. рис. 9, а).

В пределах котловины Нансена яркая особенность осадочной толщи заключается в наличии областей значительной или частичной потери когерентности сигнала (см. рис. 9, а, в; Области – 1, 1'; 2, 2'; 3; 4, 4'; 5). Точно такие же области известны в западной части котловины Нансена [9, 24, 56] и интерпретируется оползневыми телами или интенсивными турбидитными потоками (далее – объекты). В работе [56] выявленные подобные объекты находятся в пределах толщ, сформированных гляцио-морскими отложениями позднеплиоцен–четвертичного этапа оледенений в Арктике, что установлено скважинами глубоководного бурения в северной части Норвежско-Гренландского бассейна и на плато Ермак [31, 95, 96].

В работе [9] в западной части котловины Нансена выполнена увязка немецких, норвежских [56] и российских сейсмических профилей. Установлено, что верхняя толща осадочного чехла на рос-

сийских сейсмических данных, в пределах которой локализованы объекты, идентична толще, которая определяется в [56], как гляцио-морские отложения позднеплиоцен–четвертичного возраста с нижней границей ~ 2.5 млн лет (2.7 млн лет [74]).

В работе [56] толща NB-4 разделяется границей возрастом 1.5 млн лет на две субтощи (см. рис. 10).

В нашем исследовании более дробного деления толщи НА-7, в пределах которой расположены оползневые тела, не сделано и принят возраст ее подошвы равный 2.7 млн лет (см. рис. 9, а–в; см. рис. 10).

Существует существенное различие в мощностях и протяженности толщ гляцио-морские отложений на профилях AWI-20010100 и ARC1407A (см. рис. 9, а, б).

На профиле AWI-20010100 фиксируется то, что гляцио-морские отложения не проходят в рифтовую долину и останавливаются перед началом пририфтовых гор. На сейсмическом профиле ARC1407A они характеризуются значительно большей мощностью, наличием значительного числа оползневых тел большей протяженностью, что свидетельствует о гораздо более интенсивном поступлении осадочного вещества. При этом можно констатировать, что возраст осадков в современной рифтовой долине хребта Гаккеля <2.7 млн лет, т.к. она образовалась именно за этот период времени (см. рис. 9, а).

В Норвежско-Гренландском бассейне максимальные ~ 3 –4 км мощности гляцио-морские отложения, что составляет $\sim 60\%$ от всей мощности осадков, сформированных за весь кайнозой [96], зафиксированы на участке, расположенном напротив Медвежинского трога (см. рис. 1) [31, 57]. Профиль ARC1407A расположен на траверсе желобов Св. Анны и Воронина, которые суммарно по своему масштабу превышают Медвежинский трог (см. рис. 1).

Именно по желобам Св. Анны и Воронина поступали талые воды и гляциоморские отложения в центральную часть котловины Нансена. В начальной стадии таяния ледового покрова интенсивные мутьевые потоки вызвали сползание ранее сформированных осадков на склоне. Нижние оползневые тела являются подводными оползнями осадочного чехла, сформированного в период времени <19.6–2.7 млн лет, которые частично эродировали верхнюю часть осадочной толщи ЕБ–4Б и полностью ЕБ-5 и ЕБ-6 (10.2–2.7 млн лет) на значительной части котловины Нансена (см. рис. 9, а, б, 1, 1').

В последующие четвертичные циклы таяния ледовых покровов интенсивность мутьевых потоков была настолько высокоэнергетична, что они перетекали через рифтовую долину хр. Гаккеля, что схоже с результатами интерпретации сейсми-

ческих данных на хр. Книповича [32]. Подобное перетекание привело к возникновению области неопределенности взаимоотношения осадков поступивших в котловину Амундсена со стороны котловины Нансена и непосредственно формирующихся в котловине Амундсена (см. рис. 9, б, область В).

На профиле ARC1407A в пределах рифтовой долины хребта Гаккеля наблюдаются осадки примерной мощностью 600 м (см. рис. 9, а).

Осадочные толщи в рифтовой долине зафиксированы на сейсмических профилях AWI20010300, ARC1405, ARC026, ARC024, ARC1216, ARC1420 [79, 83] (см. рис. 1).

Начиная с профиля AWI20010300, рельеф дна рифтовой долины начинает выполаживаться в сторону моря Лаптевых (см. рис. 6).

При этом идет сужение Евразийского бассейна, связанное с приближением к полюсам раскрытия. Таким образом, рифтовая долина приближается к источникам поступления осадков — Карской континентальной окраине, на которой, как предполагается в период позднеплиоцен—четвертичного этапа оледенений в Арктике, существовали ледниковые покровы [23, 83, 95].

Предполагаем, что наблюдаемая резкая асимметрия в глубинах дна в восточной части Евразийского бассейна в котловине Нансена и котловине Амундсена связана с поступлением значительных объемов ледниково-морских позднеплиоцен—четвертичных отложений в восточную часть котловины Нансена, проникающих и в рифтовую долину хребта Гаккеля.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования авторы пришли к следующим выводам.

1. Выделенные осадочные толщи на сейсмическом разрезе ARC1407A и их стратиграфическая привязка близка к аналогичным исследованиям в западных частях котловин Нансена и Амундсена.

2. Возрастная привязка осадочных толщ соответствует результатам бурения скважин ACEX и основным этапам (начало, перестройка, замедление спрединга) развития Евразийского бассейна.

3. Ранее выделенный в Евразийском бассейне опорный горизонт, возрастом формирования ~34 млн лет назад и связанный с прекращением спрединга в западной части Северной Атлантики и входением Гренландской плиты в состав Северо-Американской, не устанавливается, что аналогично исследованиям в западных частях котловин Нансена и Амундсена.

4. Для западной части котловины Нансена выделен опорный горизонт возрастом ~38 млн лет, ранее прослеженный в западной части котлови-

ны Амундсена. Появление данного опорного горизонта связано с одним из этапов развития юриканского орогена, возрастом ~40—38 млн лет.

5. Для западной части котловины Нансена и в пределах сейсмического профиля ARC1407A устанавливается опорный горизонт возрастом ~26 млн лет, ранее прослеженный в западной части котловины Амундсена. Причиной появления данной масштабной границы связано с началом нестабильного спрединга в западном сегменте Евразийского бассейна между плато Ермака и поднятием Моррис Джесуп.

6. Окончание долгого стратиграфического перерыва от 44.4 до 18.2 млн лет в разрезе скважин ACEX четко коррелируется с возникновением осадочной толщи возрастом формирования ~19.6—18.3 млн лет, что подтверждает начало формирования глубоководной связи между Северной Атлантикой и Евразийском бассейнами. Это событие совпадает с основным этапом изменения направления движений Евразийской и Северо-Американской плит, выраженной в смене общего направления миграции мгновенных полюсов раскрытия с север—северо-западного на противоположное направление миграции на юг—юго-восток.

7. Мощные осадочные отложения в котловине Нансена и рифтовой долине хребта Гаккеля, наблюдаемые на сейсмическом профиле ARC1407A, являются гляцио-морскими позднеплиоценового—четвертичного возраста <2.7 млн лет. Мы предполагаем, что данные отложения составляют значительный объем осадков в восточных частях хребта Гаккеля и котловины Нансена.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Российскому Федеральному Геологическому Фонду (г. Москва, Россия) за предоставленную возможность использования сейсмических данных. Авторы признательны рецензенту Н.П. Чамову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке Проекта РНФ № 22-27-00578 “Новейшая и современная геодинамика Западной Арктики: эволюция и воздействие активных тектонических процессов на структурные элементы и осадочный чехол глубоководных котловин и шельфов”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глебовский В.Ю., Зайончек А.В., Каминский В.Д., Машенков С.П. Цифровые базы данных и карты потенциальных полей Северного Ледовитого океана. — В кн.: *Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология.* — Под ред. Д.А. Додина, В.С. Суркова — СПб.: ВНИИОкеангеология. 2002. С. 134—141.

2. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Дж.М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геостратиграфического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.
3. Глебовский В.Ю., Черных А.А., Каминский В.Д., Васильев В.В., Корнева М.С., Суханова А.В., Редько А.Г., Яковенко И.В. Основные итоги и планы дальнейших магнитометрических и гравиметрических исследований в Северном Ледовитом океане. – В сб.: *70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане*. – Под ред. В.Д. Каминского, Г.П. Аветисова, В.Л. Иванова – СПб.: ВНИИОкеангеология. 2018. С. 196–208.
4. Грамберг И.С., Евдокимова Н.К., Супруненко О.И. Катагенетическая зональность осадочного чехла Баренцево-моревого шельфа в связи с нефтегазонасностью // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 11–12. С. 1808–1820.
5. Гусев Е.А. Геологическое строение области сочленения хребта Ломоносова с континентальной окраиной морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 3. С. 1–12.
6. Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Дараган-Суцов Ю.И., Леонтьев Д.И., Савельев И.Н. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. 2020. № 84. С. 25–44.
7. Деменицкая Р.М., Карасик А.М., Киселев Ю.Г. Строение земной коры в Арктике. – В сб.: *Геология дна океанов и морей*. – Тез. Докл. сов. геол. междунар. геол. конгресса, XXII сессия, Нью-Дели, Индия, – М.: Наука, 1964. С. 114–121.
8. Дибнер В.Д., Гаккель Я.Я., Литвин В.М., Мартынов В.Т., Шургаева Н.Д. Геоморфологическая карта Северного Ледовитого океана – М.: Госгеолтехиздат, 1965. С. 341–345 (Тр. НИИГА. 1965. Т. 143).
9. Зайончек А.В., Меркурьев С.А. Новые результаты идентификации линейных магнитных аномалий западной части котловины Нансена и их применение при сейсмостратиграфическом анализе. – В кн.: *Геология морей и океанов*. – Мат-лы XXIV Междунар. научн. конф.-школы по морской геологии. – М.: ИО РАН, 2021. Т. IV. С. 70–74. <https://doi.org/10.29006/978-5-6045110-7-7>
10. Зайончек А.В., Соловьев А.В., Brekke H., Faleide J.I. Оценка возраста эксгумации триасовых отложений архипелага Земли Франца Иосифа: тектонические следствия. – В сб.: *Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы–2022*. – Мат-лы LIII Тектонического совещания 1–5 февраля, 2022, г. Москва, Россия. – М.: GEOS, 2022. Т. 1. С. 169–172.
11. Карасик А.М. Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиции тектоники плит – В сб.: *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.
12. Карасик А.М., Савостин Л.А., Зоненшайн Л.П. Параметры движения литосферных плит в Евразийском бассейне Северного Ледовитого океана // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273. № 5. С. 1191–1196.
13. Ким Б.И., Глейзер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 63–83.
14. Киселев Ю.Г. Глубинная геология Арктического бассейна. – М.: Недра, 1986. 224 с.
15. Левин Д.В., Крюков С.М., Карасик А.М. Аэромагнитная съемка центрального сектора Советской Арктики. – В сб.: *Аэромагнитная съемка в геологии*. – Под ред. Р.М. Деменицкой – М. Госгеолтехиздат. 1963. С. 52–64.
16. Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шипилов Э.В. Геодинамические причины возникновения и прекращения кайнозойских сдвиговых деформаций в Хатанга–Ломоносовской разломной зоне (Арктика) // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 82–87. <https://doi.org/10.31857/S2686739720050102>
17. Мащенко С.П., Глебовский В.Ю., Даниэль Е.Д., Зайончек А.В., Каминский В.Д. Новая согласованная цифровая база данных по потенциальным полям и рельефу дна Арктической акватории. Теория и практика морских геолого-геофизических исследований – В кн.: *Теория и практика морских геолого-геофизических исследований*. – Мат-лы к юбилейной конф. “Российской морской геофизике 50 лет”, г. Геленджик, Россия. – Геленджик: НИИОкеангеофизика, 1999. С. 160–161.
18. Оценка перспектив нефтегазонасности российского континентального шельфа за пределами 200 миль. – Отв. исп. заявки Е.С. Литвин. – Комиссия по границам континентального шельфа “Оценка неразведанных потенциальных ресурсов углеводородов в пределах заявки на основе сейсмических исследований МОВ-ОГТ, ГСЗ”. – Мурманск: МАГЭ, 2015. Гос. рег. № 643М-14-440. 824 л.
19. Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В. и др. Хребет Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в Арктический бассейн // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1562–1680.
20. 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. <https://doi.org/10.15372/GiG20160903>
21. Рекант П.В., Леонтьев Д.И., Петров Е.О. Неотектонический этап развития Арктического бассейна. Начало, основные события, связь тектоники и осадконакопления // Региональная геология и металлогения. 2020. № 81. С. 60–72.
22. 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. <https://doi.org/10.31857/S0016853X21050064>

23. Розенбаум Г.Э., Шполянская Н.А. Арктические моря России. Палеокриолитозона. Среднеплейстоценовый холодный этап (250 т.л.н). – В кн.: *Геология и минеральные ресурсы шельфов России. – Атлас.* – Под ред. М.Н. Алексеева – М.: Научный мир. 2004. Листы 3–17, 3–18.
24. Соколов С.Ю., Мороз Е.А., Чамов Н.П., Патина И.С. Палеоген–четвертичная полифациальная осадочная система южного обрамления котловины Нансена // *Литология и полезные ископаемые.* 2021. № 5. С. 389–405.
<https://doi.org/10.31857/S0024497X21050050>
25. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. – М.: Научный мир, 2001. 606 с.
26. Черных А.А., Крылов А.А. Длительность, причины и геодинамическое значение среднекайнозойского перерыва в осадконакоплении в приполюсной части хребта Ломоносова (по материалам бурения IODP-302-ACEX) // *Океанология.* 2017. Т. 57. № 5. С. 745–756.
<https://doi.org/10.7868/S0030157417050094>
27. Шпилов Э.В., Верниковский В.А. Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // *Геология и Геофизика.* 2010. Т. 51. № 1. С. 75–92.
28. Шпилов Э.В., Лобковский Л.И., Шкарубо С.И., Кириллова Т.А. Геодинамические обстановки в зоне сопряжения хребта Ломоносова и Евразийского бассейна с континентальной окраиной Евразии // *Геотектоника.* 2021. № 5. С. 3–26.
29. Шрейдер А.А. Линейные магнитные аномалии Северного Ледовитого океана // *Океанология.* 2004. Т. 44. С. 7668–777.
30. Шрейдер А.А., Бреховских А.Л., Сажнева А.Э., Ключев М.С., Галиндо-Зальдивар Х., Ракитин И.Я. Кинематика дна Евразийского бассейна // *Процессы в геосредах.* 2022. Т. 31. № 1. С. 1504–1511.
31. Alexandropoulou N., Winsborrow M., Andreassen K., Plaza-Faverola A., Dessandier P.-A., Mattingdsdal R., Baeten N., Knies J. A 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. Vol. 9:656732.
<https://doi.org/10.3389/feart.2021.656732>
32. Amundsen I.M.H., Blinova M., Hjelstuen B.O., Mjelde R., Haflidason H. The Cenozoic western Svalbard margin: Sediment geometry and sedimentary processes in an area of ultraslow oceanic spreading // *Marin. Geophys. Res.* 2011. Vol. 32. P. 441–453.
<https://doi.org/10.1007/s11001-011-9127-z>
33. Andersen O.B. The DTU10 Gravity field and Mean sea surface. – In: *Second international symposium of the gravity field of the Earth (IGFS2).* – (Fairbanks, Alaska. 2010), 17p. https://www.space.dtu.dk/english/research/scientific_data_and_models/global_marine_gravity_field
34. Andersen O.B., Knudsen P. DNSC08 mean sea surface and mean dynamic topography models // *J. Geophys. Res.* 2009. Vol. 114. № C11001. 12 p.
<https://doi.org/10.1029/2008JC005179>
35. Andersen O.B., Knudsen P., Berry P. The DNSC08GRA global marine gravity field from double retracked satellite altimetry // *J. Geodes.* 2010. Vol. 84. № 3. P. 191–199.
<https://doi.org/10.1007/s00190-009-0355-9>
36. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Lovlie R., Palike H., Spofforth D., Gattacecca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic ACEX sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography.* 2008. Vol. 23. P. 1–15.
<https://doi.org/10.1029/2007PA001476>
37. Backman J., Moran K. Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the Central Arctic Ocean: IODP Expedition 302 Synthesis // *Central Europe J. Geosci.* 2009. Vol. 1. № 2. P. 157–175.
<https://doi.org/10.2478/v10085-009-0015-6>
38. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A., et al. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. Expedition 302 – (Edinburgh. IODP Management Int., 2006. Proc. IODP Sci. Expedit.302), 169 p.
<https://doi.org/10.2204/iodp.proc.302.2006>
39. Balmino G., Vales N., Bonvalot S. and Briais A. 2012. Spherical harmonic modeling to ultra-high degree of Bouguer and isostatic anomalies // *J. Geodes.* July 2012. Vol. 86. № 7. P. 499–520.
<https://doi.org/10.1007/s00190-011-0533-4>
40. Blischke A., Gaina C., Hopper J.R., Peron-Pinvidic G., Brandsdottir B., Guarnieri P., Erlendsson Ö., Gunnarsson K. The Jan Mayen microcontinent: An update of its architecture, structural development and role during the transition from the Aegir Ridge to the Mid-Oceanic Kolbeinsey Ridge. – In: *The NE Atlantic Region: A Reappraisal of Crustal Structure, Tectonostratigraphy and Magmatic Evolution.* – (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2011. Vol. 447). P. 1–40.
<https://doi.org/10.1144/SP447.5>
41. Bonvalot S., Balmino G., Briais A., M. Kuhn, Peyrefitte A., Vales N., Biancale R., Gabalda G., Reinquin F., Sarrailh M. 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/>
42. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasian Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // *Geology.* 2003. Vol. 31. № 9. P. 825–828.
43. Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. P. 6093–6095.
<https://doi.org/10.1029/94JB03098>
44. Castro C.F., Knutz P.C., Hopper J.R., Funck T. Depositional evolution of the western Amundsen Basin, Arctic Ocean: Paleoceanographic and tectonic implications // *Paleoceanograph. Paleoclimatol.* 2018. Vol. 33.
<https://doi.org/10.1029/2018PA003414>
45. Chmeleff J., von Blanckenburg F., Kossert K., Jakob D. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Res. – Sect. B: Beam Interactions with Materials and Atoms.* 2010.

- Vol. 268. № 2. P. 192–199.
<https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012>
46. Christensen A.N., Andersen O.B. Comparison of satellite altimeter-derived gravity data and marine gravity data. — EAGE Extended Abstr. — 77th EAGE Conf. and Exhibit. June 1–5, 2015, Madrid, Spain, (Europ. Assoc./Geosci. Engineer. Vol. 2015). P. 1–5.
<https://doi.org/10.3997/2214-4609.201412986>
 47. Christensen A.N., Andersen O.B., Comparison of satellite altimetric gravity and ship-borne gravity — Offshore Western Australia. — ASEG Extended Abstr. — 25th Int. Conf. and Exhibit. “*Interpreting the Past, Discovering the Future*,” — J. ASEC. 2016. Vol. 16. № 1. P. 1–5.
<https://doi.org/10.1071/ASEG2016ab242>
 48. Dick H.J.B., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // *Nature*. 2003. Vol. 426. P. 405–412.
 49. Dassing A., Hopper J., Olesen A., Halpenny J. New aerogeophysical results from the Arctic Ocean, north of Greenland: implications for Late Cretaceous rifting and Eurekan compression // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. Vol. 14. № 10. P. 4044–4065.
 50. Dassing A., Hansen T.M., Olesen A.V., Hopper J.R., Funck T. Gravity inversion predicts the nature of the Amundsen Basin and its continental borderlands near Greenland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. Vol. 408. P. 132–145.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.011>
 51. Drachev S.S., Kaul N., Beliaev V.N. Eurasia spreading basin to Laptev Shelf transition: Structural pattern and heat flow // *Geophys. J. Int.* 2003. Vol. 152. P. 688–698.
 52. Drachev S.S., Shkarubo S.I. Tectonics of the Laptev Shelf, Siberian Arctic. — In: *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. — Ed. by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc., London, Spec. Publ. 2018. Vol. 460). P. 263–283.
<https://doi.org/10.1144/sp460.15>
 53. Ehlers B., Jokat W. Subsidence and crustal roughness of ultra-slow spreading ridges in the northern North Atlantic and the Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2009. Vol. 177. № 2. P. 451–462.
 54. Engen Ø., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. № B2. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1029/2002JB001809>
 55. Engen Ø., Faleide J.I., Dyreng T.K. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // *Tectonophysics*. 2008. Vol. 450. P. 51–69.
 56. Engen Ø., Gjengedal J.A., Faleide J.I., Kristoffersen Y., Eldholm O. Seismic stratigraphy and sediment thickness of the Nansen Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2009. Vol. 176. P. 805–821.
 57. Faleide J.I., Solheim A., Fiedler A., Vanneste K. Late Cenozoic evolution of the Western Barents Sea—Svalbard continental margin // *Global and Planetary Change*. 1996. Vol. 12. № 1–4. P. 53–74.
[https://doi.org/10.1016/0921-8181\(95\)00012-7](https://doi.org/10.1016/0921-8181(95)00012-7)
 58. Faleide J.I., Vdagnes E., Gudlaugsson S.T. Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the South-Western Barents Sea in a regional rift-shear tectonic setting // *Marin. Petrol. Geol.* 1993. Vol. 10. P. 186–214.
 59. Forsberg R., Kenyon S. Gravity and geoid in the Arctic region—the northern polar gap now filled — In: *Proc. GOCE Workshop 2004. ESA-ESRIN Frascati, Italy*, (ESA Publ. Division. Noordwijk. Norway. 2004. Abstr.), P. 6–6. http://earth.esa.int/workshops/goce04/goce_proceedings/57_forsberg.pdf
 60. Frank M., Backman J., Jakobsson M., Moran K., O’Regan M., King J., et al. Beryllium isotopes in Central Arctic Ocean sediments over the past 12.3 million years: Stratigraphic and paleoclimatic implications // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. P. 1–12. PA1502.
<https://doi.org/10.1029/2007PA001478>
 61. Funck T., Shimeld J., Salisbury M.H. Magmatic and rifting-related features of the Lomonosov Ridge, and relationships to the continent–ocean transition zone in the Amundsen Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2022. Vol. 229 № 2. P. 1309–1337.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggab501>
 62. Gaina C., Gernigon L., Ball P.J. Palaeocene–Recent plate boundaries in the NE Atlantic and the formation of the Jan Mayen microcontinent // *J. Geol. Soc. London*. 2009. Vol. 166. P. 601–616.
 63. Gaina C., Medvedev S., Torsvik T.H., Koulakov I., Werner S.C. 4D Arctic: A glimpse into the structure and evolution of the Arctic in the light of new geophysical maps, plate tectonics and tomographic models // *Surv. Geophys.* 2014. Vol. 35. P. 1095–1122.
<https://doi.org/10.1007/s10712-013-9254-y>
 64. Gaina C., Nasuti A., Kimbell G.S., Blischke A. Break-up and seafloor spreading domains in the NE Atlantic. — In: *The NE Atlantic Region: A Reappraisal of Crustal Structure, Tectonostratigraphy and Magmatic Evolution*. — Ed. by G. Peron-Pinvidic, J.R. Hopper, M.S. Stoker, C. Gaina, J.C. Doornenbal, T. Funck, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 447), P. 393–417.
 65. Gaina C., Nikishin A.M., Petrov E.I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region — a link to the Eurekan orogeny? // *Arktos*. 2015. № 16. P. 1–17.
<https://doi.org/10.1007/s41063-015-0006-8>
 66. Gaina C., Roest W.R., Muller R.D. Late Cretaceous–Cenozoic deformation of northeast Asia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. № 197. P. 273–286.
 67. Gaina C., Werner S., Saltus R., Maus S. Circum-Arctic mapping project: New magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // *Geol. Soc. London. Mem.* 2011. Vol. 35. P. 39–48.
<https://doi.org/10.1144/M35.3>
 68. Gee J.S., Kent D.V. Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity timescale. — In: *Treatise on Geophysics*. — Ed. by G. Schubert, (Elsevier, Amsterdam, Belgium. 2007). P. 455–507.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-52748-6.00097-3>
 69. Geissler W.H., Jokat W., Brekke H. The Yermak Plateau in the Arctic Ocean in the light of reflection seismic data — implication for its tectonic and sedimentary evolution // *Geophys. J. Int.* 2011. Vol. 187. № 3. P. 1334–1362.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05197.x>
 70. Gernigon L., Blischke A., Nasuti A., San M. Conjugate volcanic rifted margins, seafloor spreading, and microcontinent: Insights from new high-resolution aeromagnetic surveys in the Norway Basin // *Tecton-*

- ics. 2015. Vol. 34. P. 1–27.
<https://doi.org/10.1002/2014TC003717>
71. Gernigon L., Franke D., Geoffroy L., Schiffer C., Foulger G. R., Stoker M. Crustal fragmentation, magmatism, and the diachronous opening of the Norwegian–Greenland Sea // *Earth-Sci. Rev.* 2019. Vol. 206. 102839.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.01110.1016>
 72. Glebovsky V.Yu., Kovacs L.C., Maschenkov S.P., Brozena J.M. Joint Compilation of Russian and US Navy Aeromagnetic Data in the Central Arctic Seas // *Polarforschung*. 2000. Vol. 68 (A). P. 35–40.
 73. Gradstein F.M., Ogg J.C., Smith M.D., Ogg G.M. *The Geologic Time Scale – 2012*. – Ed. by F.M. Gradstein, J.C. Ogg, M.D. Smith, G.M. Ogg, (Elsevier Sci. Oxford, UK. 2012. 1st edn.), 1176 p.
 74. Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. *The Geologic Time Scale – 2020* – Ed. by F.M. Gradstein, J.C. Ogg, M.D. Smith, G.M. Ogg, (Elsevier Sci. Oxford. UK. 2020. 1st edn.), 1357 p.
 75. Henriksen E., Bjørnseth H., Hals T., Heide T., Kiryukhina T., Kløvjan O., Larssen G., Ryseth A., Rønning K., Sollid K. Uplift and erosion of the greater Barents Sea: Impact on prospectivity and petroleum systems // *Geol. Soc. London. Mem.* 2011. Vol. 35. № 1. P. 271–281.
 76. Jakobsson M., Backman J., Rudels B., Nycander J., Frank M., Mayer L., Jokat W., Sangiorgi F., O'Regan M., Brinkhuis H., King J., Moran K. The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean // *Nature*. 2007. Vol. 447. P. 986–990.
<https://doi.org/10.1038/nature05924>
 77. Jakobsson M., Mayer L.A., Bringensparr C. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean.— Version 4.0 // *Scientific Data*. 2020. Vol. 176. № 7.
<https://doi.org/10.1038/s41597-020-0520-9>
 78. Jokat W., Lehmann P., Damaske D., Nelson J.B. Magnetic signature of North-East Greenland, the Morris Jesup Rise, the Yermak Plateau, the central Fram Strait: Constraints for the rift/drift history between Greenland and Svalbard since the Eocene // *Tectonophysics*. 2016. Vol. 691. Part A. P. 98–109.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.12.002>
 79. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31. № 2. P. 1–4.
<https://doi.org/10.1029/2003GL018352>
 80. Jokat W., O'Connor J., Hauff F., Koppers A.P., Miggins D.P. Ultraslow Spreading and Volcanism at the Eastern End of Gakkell Ridge, Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2019. Vol. 20. P. 1–19.
<https://doi.org/10.1029/2019GC008297>
 81. Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T.M. Lomonosov Ridge – a double-sided continental margin // *Geology*. 1992. Vol. 20. P. 887–890.
 82. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y. et al. New geophysical results from the south-western Eurasian Basin (Morris Jesup Rise, Gakkell Ridge, Yermak Plateau) and the Fram Strait // *Geophys. J. Int.* 1995. Vol. 123. P. 601–610.
 83. Knies J., Matthiessen J., Vogt C., Laberg J.S., Hjelstuen B.O., Smelror M., Larsen E., Andreassen K., Eidvin T., Vorren T.O. The Plio-Pleistocene glaciation of the Barents Sea–Svalbard region: a new model based on revised chronostratigraphy // *Quaternary Sci. Rev.* 2009. Vol. 28. № 9. P. 812–829.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.12.002>
 84. Knudsen C., Hopper J.R., Bierman P.R., Bjerager M., Funck T., Green P.F., Ineson J.R., Japsen P., Marcussen C., Sherlock S.C., Thomsen T.B. Samples from Lomonosov Ridge place new constraints on the geological evolution of Arctic Ocean // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2018. Vol. 460. P. 397–418.
 85. Kovacs L.C., Glebovsky V.Yu., Maschenkov S.P., Brozena J.M. New map and grid of compiled magnetic anomalies from the Arctic Ocean // *AGU Fall Meeting. Abstr.* 2002. Vol. 83. № 47. P. 1330.
 86. Kristoffersen Y. Eurasia Basin. – In: *The Geology of North America – Vol. L. – The Arctic Ocean region*. – Ed. by A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney – (GSA, Boulder, CO. USA. 1990). P. 365–378.
 87. Maschenkov S.P., Glebovsky V.Yu., Zayonchek A.V. New digital compilation of Russian aeromagnetic and gravity data over the North Eurasian Shelf // *Polarforschung*. 2001. Vol. 69. P. 35–39.
 88. Matthews K.J., Maloney K.T., Zahirovic S., Williams S.E., Seton M., Muller R.D. Global plate boundary evolution and kinematics since the Late Paleozoic // *Global and Planetary Change*. 2016. Vol. 146. P. 226–250.
 89. Merkuriev S., DeMets C. High-resolution Quaternary and Neogene reconstructions of Eurasia–North America plate motion // *Geophys. J. Int.* 2014. Vol. 198. P. 366–384.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu142>
 90. Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J.B. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkell ridge, Arctic Ocean // *Nature*. 2003. Vol. 423. № 6943. P. 956–961.
<https://doi.org/10.1038/nature01704>
 91. Miller K.G., Browning J.V., Schmelz W.J., Kopp R.E., Mountain G.S., Wright J.D. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records // *Sci. Advances*. 2020. Vol. 20 (eaaz1346). P. 15–?.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz1346>
 92. Minakov A., Faleide J.I., Glebovsky V.Yu., Mjelde R. Structure and evolution of the northern Barents–Kara Sea continental margin from integrated analysis of potential fields, bathymetry and sparse seismic data // *Geophys. J. Int.* 2012. Vol. 188. № 1. P. 79–102.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05258.x>
 93. Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I. et al. Eurasia Basin and Gakkell Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 746. P. 64–82.
 94. Nikishin A.M., Petrov E.I., Cloetingh S., Malyshev N.A., Morozov A.F., Posamentier H.W., Verzhbitsky V.E., Freiman S.I., Rodina E.A., Startseva K.F., Zhukov N.N. Arctic ocean mega project: Paper 2 – Arctic stratigraphy and regional tectonic structure // *Earth-Sci. Rev.* 2021. Vol. 217. P. 1–59.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103581>

95. *Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N., Funder S., Grsfjeld K., Houmark-Nielsen M., et al.* Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // *Boreas*. 2006. Vol. 35. P. 394–424.
96. *Lasabuda A.P.E., Johansen N.S., Laberg J.S., Faleide J.I., Senger K., Rydningen T.A., Hanssen A.* Cenozoic uplift and erosion of the Norwegian Barents Shelf – A review // *Earth-Sci. Rev.* 2021. Vol. 217. P. 103609. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103609>
97. *Oakey G.N., Chalmers J.A.* A new model for the Paleogene motion of Greenland relative to North America: Plate reconstructions of the Davis Strait and Nares Strait regions between Canada and Greenland // *J. Geophys. Res.* 2012. Vol. 117. № B10. P. 1–28. <https://doi.org/10.1029/2011JB008942>
98. *Ogg J.* Geovagnetic polarity time scale. – In: *The Geologic Time Scale–2020.* – Ed. by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg, (Elsevier Sci. Oxford. UK. 2020. Ch.5), P. 159–192.
99. *Piepjohn K., Gosen W.V., Tessensohn F.* The Eureka deformation in the Arctic: An outline // *J. Geol. Soc.* 2016. Vol. 173. № 6. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-081>
100. *Poirier A., Hillaire-Marcel C.* Improved Os isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2011. Vol. 38. № 14. L14607. P. 1–6. <https://doi.org/10.1029/2011GL047953>
101. *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. Vol. 13. № 10. P. 1–22. <https://doi.org/10.1029/2012GC004187>
102. *Rekant P., Sobolev N., Portnov A., Belyatsky B., Dipre G., Pakhalko A., Kaban'kov V., Andreeva I.* Basement segmentation and tectonic structure of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean: Insights from bedrock geochronology // *J. Geodynam.* 2019. Vol. 128. P. 38–54. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2019.05.001>
103. *Sandwell D.T., Smith W.H.* Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: ridge segmentation versus spreading rate // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2009. Vol. 114. P. 1978–2012.
104. *Schaaf N.W., Osmundsen P.T., Van der Lelij R., Schönenberger J., Lenz O.K., Redfield T., Senger K.* Tectono-sedimentary evolution of the eastern Forlandsundet Graben, Svalbard // *Norw. J. Geol.* 2021. Vol. 100. P. 1–39. <https://doi.org/10.17850/njg100-4-4>
105. *Sekretov S.B.* Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasia Basin, Arctic Ocean // *Tectonophysics.* 2002. Vol. 351. № 3. P. 193–243. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00278-5)
106. *Seton M., Müller D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S.* Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // *Earth Sci. Rev.* 2012. Vol. 113. P. 212–270.
107. *Seton M., Müller R. D., Zahirovic S., Williams S., Wright N., Cannon J., Whittaker J., Matthews K., McGirr R.* A global dataset of present-day oceanic crustal age and seafloor spreading parameters // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2020. Vol. 21, e2020GC009214. <https://doi.org/10.1029/2020GC009214>
108. *Tebekov A.M., Sirotkin A.N.* A new occurrence of Cenozoic (?) basalt from Manbreen, Ny Friesland, Northeastern Spitsbergen // *Polar Research.* 1990. Vol. 8. P. 295–298. <https://doi.org/10.1111/j.1751-8369.1990.tb00392.x>
109. *Tegner C., Storey M., Holm P.M., Thorarinnsson S., Zhao X., Lo C.-H., Knudsen M.F.* Magmatism and Eureka deformation in the High Arctic Large Igneous Province: ⁴⁰Ar–³⁹Ar age of Kap Washington Group volcanics, North Greenland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 303. № 3. P. 203–214. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.047>
110. USGS Earthquake Catalog. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/>
111. *Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 1071–1089.

Pre-Quaternary Evolution of the Eurasian Basin: Results of Interpretation of Seismic Profile ARC1407A

A. V. Zayonchek^{a, *}, S. Yu. Sokolov^a, A. V. Soloviev^{a, b}

^aGeological Institute of Russian Academy of Sciences (GIN RAS), bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

^bAll-Russian Research Geological Oil Institute, bld. 36, Shosse Entuziastov, 105118 Moscow, Russia

*e-mail: a_zayonchek@mail.ru

The work examined the tectonics and stratigraphy of the Eurasian basin in pre-Quaternary times based on the results of interpretation of the ARC1407A seismic profile and calculations of the theoretical position of linear magnetic anomalies. The sedimentary packages identified on the seismic profile and their stratigraphic adjustments are close to similar studies in the western parts of the Nansen and Amundsen basins. The age assignment of sedimentary strata corresponds to the results of drilling ACEX wells and the main stages of development of the Eurasian basin. The reference horizon of ~34 million years old, previously identified in some scientific works and associated with the cessation of spreading in the western part of the North Atlantic and the entry of the Greenland Plate into the North American Plate, has not been established, which is similar to studies in the western parts of the basins of the Eurasian Basin. For the western part of the Nansen Basin, a reference horizon with an age of ~38 Ma was identified for the first time, previously traced in the west-

ern part of the Amundsen Basin, the appearance of which is associated with one of the stages in the development of the Eureka Orogeny. Also, for the western part of the Nansen Basin, within the ARC1407A section, a reference horizon with an age of ~26 Ma, previously traced in the western part of the Amundsen Basin, is established. The appearance of this boundary is associated with the beginning of unstable spreading in the westernmost segment of the Eurasian basin between the Yermak Plateau and the Morris Jesup Rise. The end of the long stratigraphic hiatus from 44.4 to 18.2 Ma in the ACEX well section clearly correlates with the appearance of sedimentary strata with an age of ~19.6–18.3 Ma, which confirms the point of view about the beginning of the formation of the deep-sea connection between the North Atlantic and Eurasian basins. This event coincides with a fundamental stage in the restructuring of the movements of the Eurasian and North American plates, expressed in a change in the general direction of migration of the instantaneous opening poles from north-northwest to south-southeast. It is assumed that thick sedimentary deposits in the Nansen Basin and in the rift valley of the Gakkel ridge, observed on seismic section ARC1407A are glaciomarine Late Pliocene-Quaternary in age <2.7 Ma. Apparently these deposits are making up a significant volume of sediment in the eastern part of the Eurasian Basin and the Gakkel Ridge.

Keywords: Arctic Ocean, Eurasian Basin, Gakkel Ridge, Amundsen Basin, Nansen Basin, spreading, geodynamics, linear magnetic anomalies, seismic stratigraphy, sedimentary cover