

УДК 552.5:551.3.051:550.834(268)

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ ЕВРАЗИЙСКОГО БАСЕЙНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА КАК ОСНОВА ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

© 2021 г. П. В. Рекант¹, О. В. Петров^{1, *}, Е. А. Гусев²

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), д. 74, Средний пр.,
199106 Санкт-Петербург, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана
им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), д. 1, Английский пр.,
190121 Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: vsmdir@vsegei.ru

Поступила в редакцию 24.03.2021 г.

После доработки 18.07.2021 г.

Принята к публикации 22.07.2021 г.

Статья подготовлена по результатам исследовательских работ экспедиций “Арктика-2011” и “Арктика-2014”, организованных Федеральным агентством по недропользованию (Роснедра), и содержит результаты анализа структуры осадочного чехла Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Впервые для тектонических построений использован весь массив сейсмических данных, включающий отечественные и зарубежные сейсмические профили. Полученные результаты позволяют реконструировать обширные области развития континентальной литосферы в Евразийском бассейне. На основании анализа структуры осадочного чехла котловины Амундсена, обоснованы четыре этапа геологической истории формирования седиментационной системы Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. В ходе первого (мел–палеоцен) этапа, на плечах континентального рифта сформировались обширные осе-симметричные эпиконтинентальные палео-бассейны котловин Амундсена и Нансена, разобщенные впоследствии спредингом морского дна. Свидетельства аналогичных рифтогенных обстановок второй половины мела фиксируются по всей периферии Арктического бассейна от о. Гренландия до Чукотского поднятия. Второй, (эоцен) – спрединговый этап характеризовался стадийной аккрецией океанической коры в хребте Гаккеля и сопровождался постепенным расширением седиментационного бассейна вплоть до современных границ Евразийского бассейна. Третий этап (олигоцен–миоцен) конседиментационного прогибания соответствовал накоплению мощного ненарушенного осадочного чехла по всему Евразийскому бассейну, что свидетельствует о временном прекращении спрединга в хребте Гаккеля и установлении режима тектонического покоя. Аналогичные обстановки на данном этапе фиксируются по всей периферии Арктического бассейна. Возобновление процессов спрединга произошло на четвертом (плиоцен–квартер) неотектоническом этапе. В результате активизации процессов спрединга в Норвежско-Гренландском бассейне, тектонические напряжения проникают в Евразийский бассейн вдоль оси хребта Гаккеля. Отчетливое морфологическое деление хребта Гаккеля на Сибироморский и Атлантический сегменты объясняется скачкообразной передачей тектонических напряжений Северной Атлантики, что также подтверждает аномально высокая тектоническая, вулканическая и гидротермальная активность хребта Гаккеля.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, Евразийский бассейн, хребет Гаккеля, котловина Амундсена, котловина Нансена, седиментационная модель, спрединг, рифтовая долина, седиментационный бассейн, тектоническая эволюция

DOI: 10.31857/S0016853X21050064

ВВЕДЕНИЕ

Развитие технологий геологического изучения труднодоступных районов Северного Ледовитого океана, а также активизация национальных программ по изучению Арктики сделали труднодоступный Арктический глубоководный бассейн объектом масштабных международных исследо-

ваний. Регулярные арктические экспедиции проводят не только пять при-арктических государств – Россия, Норвегия, Дания, США и Канада, но также – Германия, Корея и Китай.

Комплекс новых данных, в том числе полученных авторами в последние годы, позволяет провести ревизию моделей, разработанных в условиях

недостаточности геологической информации и различных парадигм развития нескольких морфоструктур Американо-Евразийского бассейна. Еще совсем недавно поднятие Альфа–Менделеева и Канадская котловина почти безальтернативно относились к океаническим структурам, образованным в процессе мезозойского спрединга [37, 45, 47]. Возникновение обширного океанического домена в центре Северного Ледовитого океана объяснялось с позиций разнообразных, часто взаимно противоречивых, ротационных моделей [47].

Полученные доказательства континентальной природы поднятия Менделеева и значительной части Канадской котловины дают основание на современном уровне с использованием новых геологических материалов продолжить развитие представлений Н.С. Шатского, Ю.М. Пушаровского, Л.П. Зоненшайна и других исследователей о существовании в центральной Арктике обширного блока с докембрийской континентальной корой, так называемой, Арктиды или Гипербореической платформы [4, 10, 14, 19, 22, 55, 59].

Единственным регионом Арктики, происхождение которого не пересматривалось более 60 лет, является Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана. Несмотря на большое количество новых данных, большинство современных представлений о геодинамической эволюции этого бассейна базируются на магнито-стратиграфической модели 1970-х годов [7, 8]. Высказанная в тот период идея синхронности спрединга Северной Атлантики, Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов предполагала близкое время заложения и ультранизкие скорости спрединга Евразийского бассейна [2, 8]. Однако полученные к настоящему времени новые сейсмические и геологические данные позволяют предполагать существенно более сложную эволюцию структуры Евразийского бассейна, которую не объясняют разработанные ранее геодинамические модели [5, 15–17, 69].

Модель ультрамедленного спрединга не объясняет современные высокие вулканическую, магматическую, гидротермальную активность Атлантического сегмента хребта Гаккеля и значительные содержания основных вулканитов в драгировках [57]. Большое количество землетрясений (до 0.76 событий в час) в центральной области хребта Гаккеля также слабо коррелируется с предполагаемыми ультранизкими скоростями раздвига плит по оси хребта Гаккеля [38, 74]. Резкие морфологические различия строения рифтовой зоны хребта Гаккеля не соответствуют представлению о синхронности процессов спрединга по всему простиранию хребта [33, 65].

Существуют и прямые противоречия между моделью и наблюдаемыми данными. Временная и пространственная непрерывность спрединга не

подтверждается сейсмостратиграфическими данными, указывающими на продолжительный интервал – от 33–30 до 3–1 млн лет приостановки спрединга в южной части Евразийского бассейна [69]. Наличие мощного чехла осадков в рифтовой зоне также не согласуется с магнито-стратиграфическим возрастом перекрываемого фундамента [16, 33, 52, 65, 67].

Со всей очевидностью назрела необходимость разработки новых моделей развития Евразийского бассейна, аккумулирующих полученные данные и всю геологическую информацию. Изучение тектоники региона традиционно опирается на анализ коренных пород фундамента. Однако, применительно к Евразийскому бассейну, геологический отбор проб осложнен тяжелой ледовой обстановкой и большими океанскими глубинами, кроме того, на большей части Евразийского бассейна породы фундамента скрыты под мощным осадочным чехлом. В обнажениях зоны рифтовых гор вскрываются только молодые вулканиты последних этапов тектонической эволюции.

Целью нашей статьи является анализ структуры осадочного чехла Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана, основанный на полученных сейсмических данных, и представление модели формирования седиментационной системы Евразийского бассейна, как основы для реконструкции тектонической эволюции Арктики в позднем мезозое–кайнозое.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Центральной структурой Евразийского бассейна является хребет Гаккеля, который представляет собой протяженное, длиной ~1850 км линейное поднятие со сложно расчлененным рельефом (рис. 1). Хребет Гаккеля расположен между глубоководными котловинами – котловиной Нансена со стороны Баренцево-Карской континентальной окраины и котловиной Амундсена со стороны хребта Ломоносова. От системы срединно-океанических хребтов Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна хребет Гаккеля отделен обширной Шпицбергенско-Гренландской сдвиговой зоной Де Гир. Через сложную систему грабенов и горстов хребет Гаккеля сочленяется с Лаптевоморской континентальной окраиной.

Морфологически хребет Гаккеля разделяется на рифтовую зону и область рифтовых гор. Рифтовая зона имеет ширину от 7 до 30 км и полностью охватывает рифтовую долину, включая ее борта. Область рифтовых гор охватывает выступы океанического фундамента в полосе шириной 75–150 км в котловине Амундсена и 20–100 км в котловине Нансена.

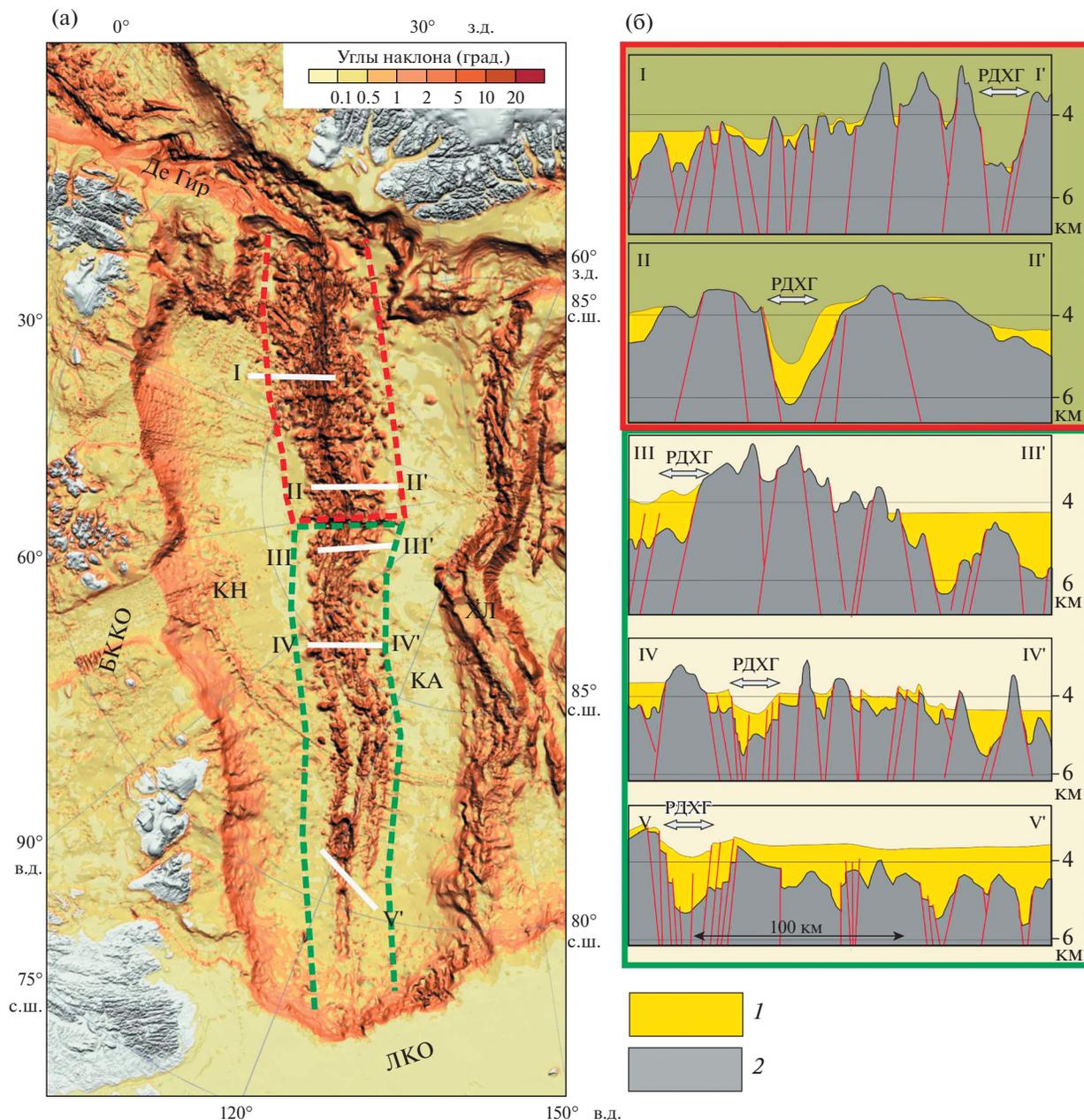


Рис. 1. Морфоструктуры Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. (а) – карта углов наклона рельефа (батиметрическая основа, по [15]); (б) – геологические разрезы через рифтовую зону хребта Гаккеля в Атлантическом (I–I', II–II') и Сибирском (III–III', IV–IV', V–V') сегментах хребта Гаккеля (по [15, 36, 52], с изменениями и дополнениями). Обозначено: РДХГ – рифтовая долина хребта Гаккеля; КА – котловина Амундсена; КН – котловина Нансена; ХЛ – хребет Ломоносова; БККО – Баренцево-Карская континентальная окраина; ЛКО – Лаптевская континентальная окраина; ХГ – хребет Гаккеля. В качестве батиметрической основы использована карта углов наклона рельефа. 1 – рыхлые осадки; 2 – породы фундамента

Морфологически сходные котловины Амундсена и Нансена расположены симметрично относительно оси хребта Гаккеля и, несмотря на общее сходство в строении, имеют заметные геоморфологические различия.

Проблема геологической достоверности магнито-стратиграфических данных

Основой для тектонических построений в Евразийском бассейне является система линей-

ных магнитных аномалий, идентифицированных в конце 1960-х годов в Сибирском и Атлантическом сегментах бассейна [7, 78]. Позднее в Атлантическом сегменте Евразийского бассейна были проведены более современные и качественные аэромагнитные съемки, в то время как его Сибирская часть по-прежнему обеспечена только магнитометрическими данными 60-летней давности [27]. Погрешность радиогеодезической привязки этих данных часто превышает десятки километров, покрывая до 5–6 магнитохрон, что эквивалентно погрешности ~10–15 млн лет при определении возраста фундамента по магнито-стратиграфическим данным. Построенные на их основе магнито-стратиграфические модели основаны на корреляциях линейных магнитных аномалий с глобальной магнито-стратиграфической шкалой или на численном моделировании перемещения плит и расчете полюсов вращения. При этом достоверность таких моделей не имеет подтверждения геологическими данными.

По нашему мнению, наиболее сложной проблемой существующих моделей развития Евразийского бассейна является привязка линейных магнитных аномалий к магнито-стратиграфической шкале. Прямая трассировка Евразийских линейных магнитных аномалий в Норвежско-Гренландский бассейн невозможна из-за пятисоткилометровой области потери корреляции вдоль разломной зоны Де Гир. Структурная связь глубоководных бассейнов северной Атлантики и Северного Ледовитого океана проявилась не ранее олигоцена [45, 61]. До этого времени Евразийский и Норвежско-Гренландский бассейны развивались изолированно, разделенные континентальным мостом на месте современного пролива Фрама и краевых плато Мориса Дезюпа и плато Ермака. Предполагалось, что вся глубоководная область Евразийского бассейна подстилается океанической корой. Следовательно, граница континент–океан проходит примерно по краевой 24-ой линейной магнитной аномалии [45, 61]. К области развития океанической коры также были отнесены достаточно широкие краевые зоны котловин Нансена и Амундсена, обладающие не линейно-ориентированным магнитным полем, типичным для океанических бассейнов, но хаотично-мозаичным, характерным для областей с континентальной корой [45, 61] (рис. 2, б). В Сибирском сегменте котловины Амундсена и котловины Нансена области хаотично-мозаичного магнитного поля занимают около половины площади котловин. Трассирование линейных магнитных аномалий от 20-ой до 24-ой здесь неоднозначно.

Подобные зоны хаотично-мозаичного аномального магнитного поля присутствуют также в Северо-Атлантическом бассейне, но располагаются за пределами области с океанической корой

с линейно-ориентированным магнитным полем [58, 72] (см. рис. 2, а). Это позволяет предполагать, что в краевой части Евразийского бассейна фиксируется ансамбль глубоководных структур на растянутой континентальной коре.

Аномальная мощность гемипелагических осадков

Согласно общепринятым моделям океанического спрединга, в осевой зоне срединно-океанических хребтов располагаются блоки океанической коры с около нулевым возрастом фундамента и маломощным чехлом. Действительно, в Центральном и Северном бассейнах Атлантики, а также в Норвежско-Гренландском бассейне, области рифтовых гор представляют собой обширные выходы океанического фундамента, а поля минимальных мощностей пелагических осадков покрывают значительные пространства по обе стороны рифта [21, 29, 72].

В отличие от Атлантики, распределение осадков на хребте Гаккеля принципиально иное. Современные данные показывают существование вдоль оси хребта Гаккеля системы депоцентров с аномально мощным чехлом рыхлых осадков [2, 33, 38, 52, 67, 69].

Именно присутствием ненарушенного осадочного чехла в рифте обусловлена морфологическая сегментация хребта Гаккеля на Атлантический и Сибирский сегменты (см. рис. 1). Для Атлантического сегмента характерны минимальные мощности осадков и, как следствие, — отчетливая рифтовая долина с превышениями в бортах до 2000 м. В Сибирском сегменте, по сейсмическим данным, установлен осадочный чехол мощностью до 1–2 км, почти полностью компенсирующий осевой рифт, максимальные превышения здесь едва достигают 500 м [65] (см. рис. 1).

Закономерное распространение подобных депоцентров не может быть объяснено только терригенным сносом. Локальные терригенные депоцентры возможны в котловине Нансена, граничащей с Баренцево-Карским шельфом, но их присутствие в котловине Амундсена, не имеющей собственных питающих областей, маловероятно. Данные бурения на хребте Ломоносова подтверждают отсутствие здесь значимых эрозионных событий синокеанического этапа [9, 26, 63]. Следовательно, в кайнозой этот хребет не являлся областью интенсивного терригенного сноса. Такой областью могла быть только Лаптевоморская окраина, вдоль которой в полосе шириной 60–70 км распространены терригенные турбидиты, далее влияние турбидитов на формирование осадочного разреза быстро уменьшается в сторону океана. В центральной части котловины Амундсена, которая представляет собой равнину размерами ~200 × 1800 км с уклонами дна около 2',

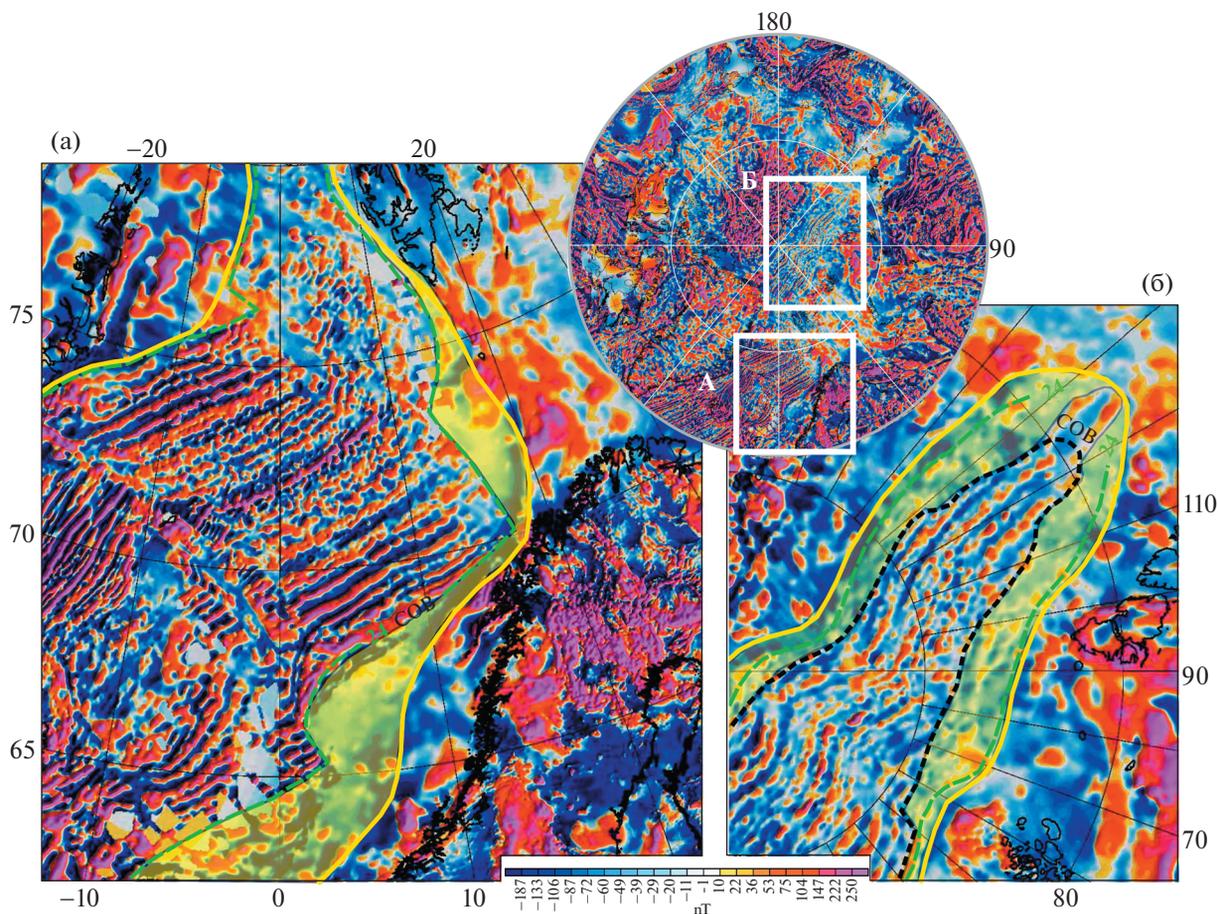


Рис. 2. Карты аномального магнитного поля (по данным [22]).

А – Северная Атлантика;
Б – Арктический бассейн.

Показаны: морфологические границы глубоководных бассейнов (линия желтым); модельное положение краевых линейных магнитных аномалий 24 (линия зеленым); положение границы континент–океан (пунктир черным); площади мозаичного аномального магнитного поля (желтый фон) в пределах континентального домена глубоководной части Северной Атлантики, по [46], и в океаническом домене Евразийского бассейна.

единственным источником осадков может быть только пелагический перенос.

Первые оценки скорости пелагического осадконакопления в Северном Ледовитом океане давали очень низкие значения от ~1 до 10 м/млн лет [31, 70]. Впоследствии эти оценки были существенно скорректированы по буровым данным и в настоящее время являются надежным репером. Скорости седиментации на хребте Ломоносова в течение последних 20 млн лет составляли от ~12.6 до 14–23 м/млн лет [24, 26]. Близкие значения получены по сейсмостратиграфическим данным для котловины Подводников – от 17 м/млн лет в ее центре, до 27 м/млн лет вблизи континентального склона [65]. Экстраполировав эти значения на центральную часть Евразийского бассейна с учетом удаления от областей сноса, можно ожидать скорости седиментации в пределах от 7–8 до 10–12 м/млн лет.

Таким образом, модельная мощность осадочного чехла в области рифтовых гор не может превышать 70–130 м, что 10–15 раз ниже зафиксированных по сейсмическим данным [16, 65]. По нашим оценкам для формирования толщи пелагических осадков мощностью 1–1.5 км требуется несколько десятков млн лет. Единственным возможным объяснением большой мощности осадочного чехла в области рифтовых гор может служить более древний возраст заложения рифтовой долины, что ставит под сомнение геологическую обоснованность существующих магнитостратиграфических моделей.

Существование депоцентра с аномально мощным до 4 км осадочным чехлом в рифтовой долине хребта Гаккеля в районе центриклинального замыкания Евразийского бассейна было объяснено длительным этапом временного прекращения спрединга в период от олигоцена по миоцен,

что хорошо коррелирует с полученными нами данными [65].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В структуре осадочного чехла при формировании и эволюции региональной седиментационной системы фиксируются все значительные изменения морфоструктурного плана региона. Тектонические движения, приводящие к смене питающих провинций и депозитов осадконакопления, возникновению новых областей сноса и путей транспорта осадка, фиксируются в структуре осадочного чехла. При этом в глубоководных седиментационных системах, удаленных от источников сноса и в гораздо меньшей степени подверженных частым колебаниям уровня Мирового океана, структура чехла является наиболее информативной для реконструкции тектонических движений.

Покрытие Евразийского бассейна сейсмическими профилями неравномерно (рис. 3). Если в котловине Нансена имеется небольшое количество непересекающихся профилей экспедиции “Арктика-2011” и профиль AW12001100, то южная и центральная части котловины Амундсена покрыты сетью сейсмических профилей нескольких экспедиций [15, 52]. Основу сейсмического каркаса здесь составляют профили экспедиций “Арктика-2011” и “Арктика-2014”, ортогонально пересекающие котловину Амундсена с интервалом 50–70 км [15]. Использование всех сейсмических данных позволяет вычлени из фактического материала сведения об особенностях строения осадочного чехла.

На внешнем шельфе и в области центриклинали Евразийского бассейна расположено несколько полигонов сейсмических наблюдений ОАО “ДМНГ” (г. Южно-Сахалинск, Россия) и ОАО “МАГЭ” (г. Мурманск, Россия). Кроме того, хребт Ломоносова покрыт сейсмическими профилями экспедиций 1990, 1998, 2008, 2014 и 2018 гг. Института им. Альфреда Вегенера (г. Бременхафен, Германия), которые вместе с профилями экспедиций “Арктика-2011” и “Арктика-2014” создали сеть с достаточным количеством пересечений [50, 52, 53, 66]. В Центральном сегменте хребта Ломоносова пробурена единственная в регионе глубоководная скважина АСЕХ, позволяющая коррелировать сейсмокомплексы с конкретными стратиграфическими подразделениями [26].

Таким образом, опорный район охватывает южную и центральную части котловины Амундсена. Принимая во внимание морфологические характеристики и геологические особенности абиссальных котловин Евразийского бассейна и их симметричное положение относительно хреб-

та Гаккеля, данные по строению осадочного чехла, полученные в котловине Амундсена, с некоторой долей условности могут быть распространены на котловину Нансена.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сейсмостратиграфические данные

Восстановление тектонической эволюции региона с использованием сейсмических материалов невозможно без их корректной корреляции с известными в регионе событиями. Результаты изучения керна скважины АСЕХ на хребте Ломоносова позволяют идентифицировать два опорных несогласия [26]:

- среднекайнозойское, зафиксированное на 198-м метре композитного керна скважины);
- раннекайнозойское, вскрытое на забое скважины на 404-м метре.

Региональное прослеживание сейсмических горизонтов, соответствующих именно этим несогласиям, позволяет выполнить надежную стратиграфическую привязку сейсмических разрезов (рис. 4).

Среднекайнозойское несогласие. Среднекайнозойское несогласие на хребте Ломоносова является важнейшим региональным репером, разграничивающим в разрезе скважины АСЕХ шельфовые комплексы палеоцен–эоценового термального максимума от бореальных океанических толщ олигоцена–квартера [26]. Именно окончание этого перерыва в осадконакоплении считается началом океанического этапа развития региона. Научный коллектив буровой кампании АСЕХ обосновывает длительный среднекайнозойский перерыв в интервале от верхнего эоцена до низов миоцена (44–18 млн лет назад) [26]. Однако в других работах этот перерыв относится к интервалу ~34–36 млн лет (поздний эоцен), а его предположительная длительность оценивается не более 400 тыс. лет [9, 16, 24, 63].

Эти представления подтверждаются существованием синхронных региональных структурных и угловых несогласий в Арктическом регионе от Новосибирских островов, Северной Чукотки и до бассейна моря Бофорта [43, 54, 61]. Кроме того, именно в позднем эоцене в Арктическом регионе регистрируется региональное похолодание, сменившее палеоцен–эоценовый климатический оптимум [3, 43, 54]. Согласно нашей сейсмической модели среднекайнозойское несогласие коррелируется с отражающим горизонтом D₁ (ОГ-D₁) [18].

Региональное структурное несогласие по ОГ-D₁, отмеченное характерными узкими зонами гравитационного обрушения подстилающих отложений, устанавливается на краях всех современных

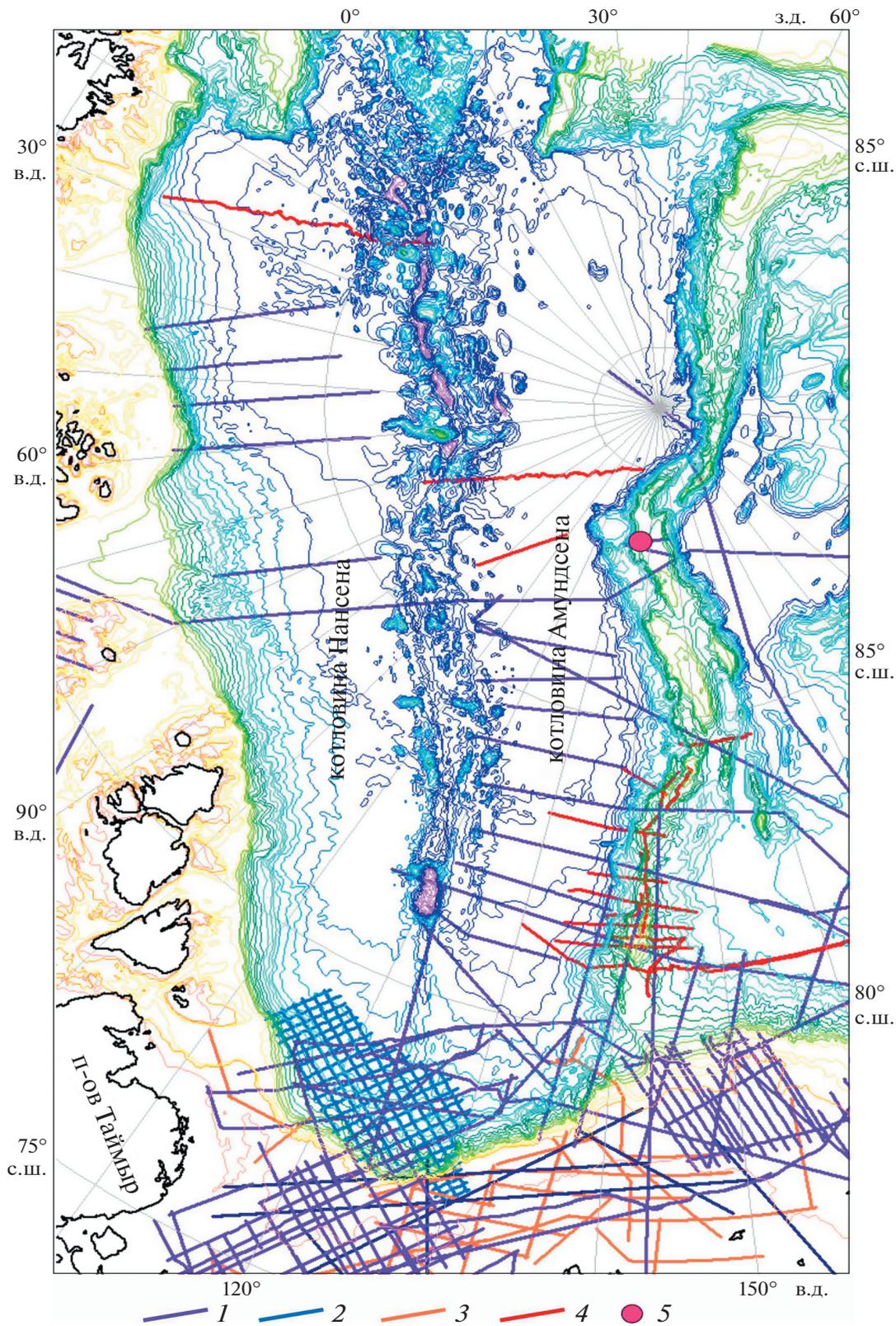


Рис. 3. Сеть сейсмических профилей по Евразийскому бассейну. 1–5 – сейсмические профили: 1 – ОАО “МАГЭ”, 2 – ОАО “ДМНГ”, 3 – АWI (Германия), 4 – BRG (Германия), 5 – скважина АСЕХ

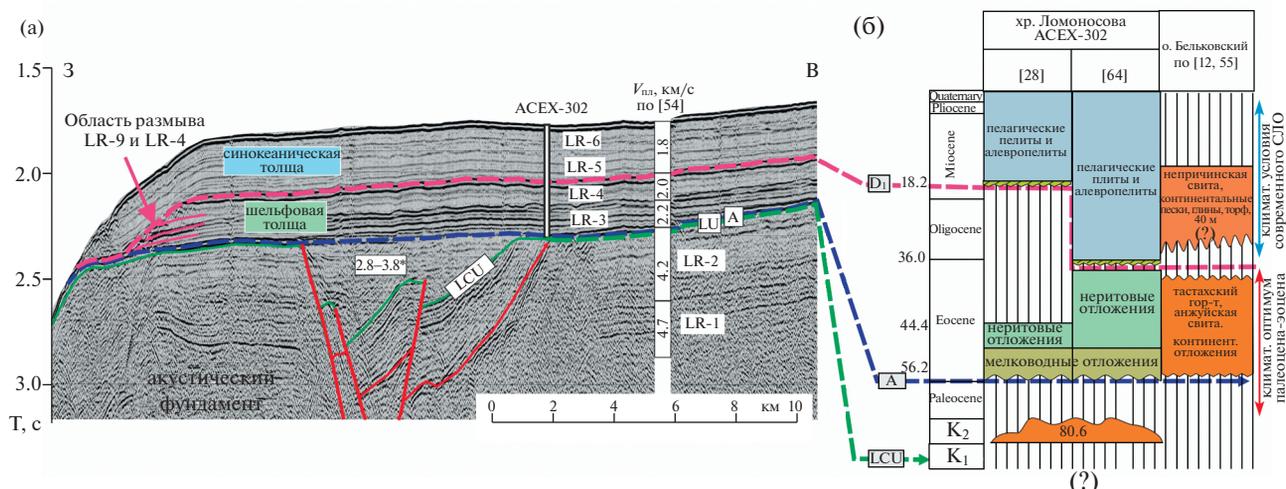


Рис. 4. Сейсмостратиграфическая модель гребневой части хр. Ломоносова (по данным [18], с изменениями и дополнениями).

(а) – временной сейсмический разрез по сейсмическому профилю AWI-91090 через точку бурения скважины ACEX, по [16];

(б) – стратиграфические модели корреляции kernового материала скважины ACEX и сейсмических данных, по [9, 16, 24, 26].

поднятий (см. рис. 4). Прослеживание этого типа несогласия на восточном и западном склонах хребта Ломоносова и поднятия Менделеева, на внешних и внутренних склонах Чукотского поднятия и его северной периферии, а также на склонах хребта Альфа и поднятия Север позволяет проводить региональные корреляции положения ОГ-D₁ в сейсмических разрезах и его стратиграфическую привязку [16].

По нашим представлениям среднекайнозойское несогласие явилось следствием короткого тектонического этапа на границе эоцена и олигоцена, сформировавшего современную морфоструктуру Северного Ледовитого океана. Причиной тектонической перестройки послужила последняя фаза эврикской складчатости, ярче всего проявившейся на Североамериканской периферии океана [61]. Формирование правосторонней региональной сдвиговой зоны Де Гир сопровождалось растяжением в Северном Ледовитом океане, что привело к дифференцированному погружению впадин Нансена, Амундсена, Подводников и Макарова до океанских глубин, а зоны хребтов и поднятий – до батимальных глубин.

Раннекайнозойское несогласие. Раннекайнозойский перерыв в подошве эоценовых отложений (~56 млн лет назад) коррелируется с угловым несогласием по ОГ-LU (Lomonosov Unconformity) по [26, 50] (см. рис. 4). На возвышенных участках хребта Ломоносова сейсмогоризонт LU отделяет горизонтально-слоистую толщу нелигифицированных осадков кайнозоя (сейсмокомплексы LR3-LR6, $V_{пл} = 1.6–2.2$ км/с) от лигифицированных и дислоцированных пород мезозоя (LR2-LR1

$V_{пл} > 4.2$ км/с). Существенный скачок пластовых скоростей по ОГ-LU, а также угловое несогласие по нему, свидетельствуют о достаточно длительном перерыве, сопровождавшемся тектонической перестройкой морфоструктурного плана региона и размывом части отложений. В смежных грабенах на склонах хребта ОГ-LU отмечает переход от синрифтовых к пострифтовым обстановкам.

Стратиграфический объем перерыва был оценен по палеонтологическим данным. На отметке 404 м ниже уровня морского дна скважина ACEX вышла из толщи эоценовых отложений и прошла 22 м по слабо лигифицированным песчанкам кампана–маастрихта [6, 26] (см. рис. 4). Следовательно, на поднятых блоках хребта Ломоносова в разрезах отсутствуют весь палеоцен и часть верхнего мела. Таким образом, раннекайнозойский перерыв охватывает интервал от ~81 до 56 млн лет назад, при этом ОГ-LU приобретает значение регионального опорного отражающего горизонта. Вместе с тем, глубоководные котловины и грабены обоих склонов хр. Ломоносова характеризуются присутствием в разрезе палеоценовых осадков ($V_{пл} = 2.5–3.5$ км/с), размываемых на выступах фундамента, что приводит к отсутствию скачка скоростей между отложениями мезозоя и кайнозоя [18].

Трассирование ОГ-LU непосредственно от точки бурения скважины ACEX в смежные глубоководные котловины осложняется обширными зонами потери корреляции на склонах хребта Ломоносова. Ближайший к скважине ACEX корреляционный ход может быть построен с использованием фрагментов сейсмических профилей

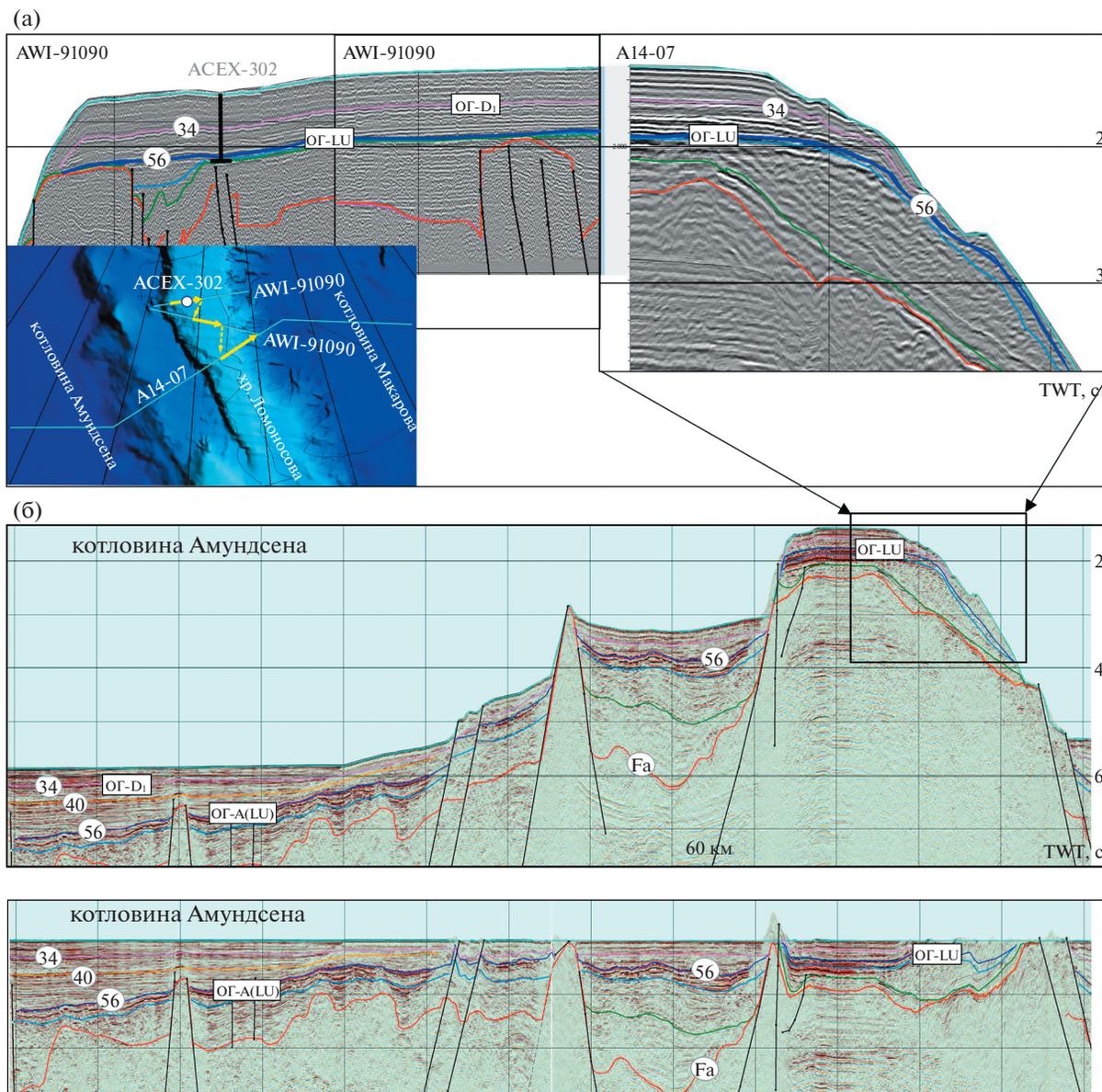


Рис. 5. Схема трассировки ОГ-А(LU) от хребта Ломоносова в котловину Амундсена.
 (а) – Сводный корреляционный ход от скважины ACEX по профилям AWI91090, AWI91091 и А14-07;
 (б) – трассировка ОГ-А(LU) вдоль регионального сейсмического профиля А14-07 в котловину Амундсена;
 (в) – структурная выдержанность мощности пост-палеоценовых отложений вдоль профиля А14-07 (выровнен на поверхность морского дна).

AWI-91090, AWI-91091 и А14-07. Отражающий горизонт ОГ-LU, сохраняя синрифтовый структурный стиль и динамические характеристики, уверенно трассируется в котловину Амундсена, где он коррелируется с глубоководным опорным ОГ-А [10, 16] (рис. 5, а, б). Опорный горизонт ОГ-А в соответствии с сейсмическим обликом и устойчивыми динамическими характеристиками идентифицируется и в Амеразийском бассейне, начиная с 1970-х гг. [10].

Таким образом, объединенный ОГ-А(LU) может быть сопоставлен с окончанием этапа син-

рифтового осадконакопления, типичного для цикла позднемезозойской активизации, и переходом к пострифтовому режиму, характерному для палеоценового этапа тектонического покоя. Геологические свидетельства изменения тектонического режима известны по периферии Арктического бассейна. На Новосибирских островах, острове Врангеля, Певекском полуострове, острове Айон и в Чаунской низменности перерыв в осадконакоплении фиксируется пенепленами с каолиновыми или гидрослюдистыми корами выветривания [1, 3, 11, 12, 20]. Эти материалы хоро-

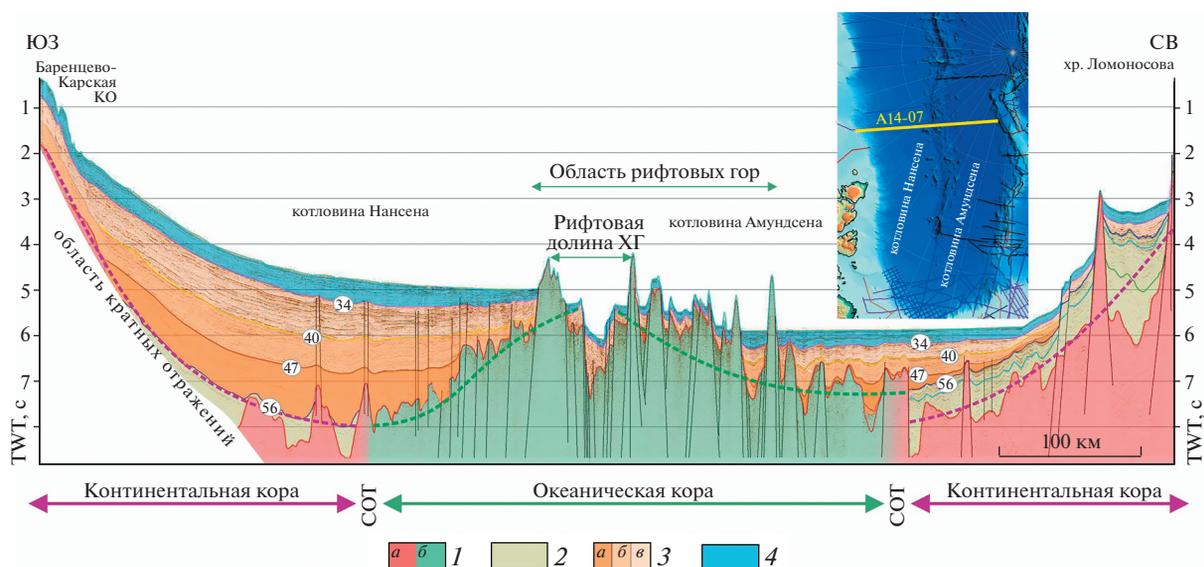


Рис. 6. Структура осадочного чехла Евразийского бассейна вдоль сейсмического профиля А14-07.

На врезке: положение профиля А14-07.

Показано: возраст сейсмических границ (цифры в кружках); аппроксимированные тренды наклона пород континентального (пунктир бордо) и океанического (пунктир зеленым) фундамента.

1 – кора: а – континентальная, б – океаническая; 2–4 – осадочные комплексы: 2 – мел палеоценового возраста (СБ₁), 3 – эоценового возраста (СБ₂), 4 – олигоцен–четвертичного возраста (СБ₁)

шо согласуются с сейсмическими данными по шельфу Восточно-Сибирского моря, где выявлен маломощный чехол палеоценовых осадков [17].

Суммируя вышесказанное, опорные сейсмические отражающие горизонты ОГ-А(LU) (56 млн лет назад) и ОГ-Д₁ (34 млн лет назад) разделяют сейсмический разрез глубоководных котловин на три седиментационных комплекса:

- синрифтовый (мел–палеоцен);
- пострифтовый, синспрединговый (эоцен);
- плащобразный олигоцен–четвертичный.

При этом ОГ-А(LU) маркирует региональный переход от синрифтового осадконакопления к пострифтовому, ОГ-Д₁ указывает на переход к глубоководному этапу развития. Для более детальных реконструкций мы дополнительно провели корреляцию двух локальных отражающих горизонтов, которые условно сопоставляются с периодом ~40 и 47 млн лет назад (рис. 5, рис. 6).

Структура седиментационных бассейнов котловин Амундсена и Нансена

В нашем исследовании мы рассматриваем эволюцию структуры осадочного чехла Евразийского бассейна, которая формировалась в обстановке стадийного разрастания морского дна, что приводило к специфическому стилю расширения соответствующих областей накопления осадков.

Согласно моделям спрединга, блоки океанической литосферы формируются в срединно-океанических хребтах и по мере остывания и формирования новых блоков постепенно погружаются и отодвигаются от оси спрединга. Поэтому на разрезах должен наблюдаться устойчивый уклон поверхности фундамента от центра к периферии бассейна и в этом же направлении должны увеличиваться мощность и стратиграфический объем чехла.

Примером структур, где соблюдаются отмеченные закономерности, является восточный борт Норвежско-Гренландского бассейна и хребет Книповича (рис. 7). На сейсмическом профиле через эти структуры хорошо видно увеличение мощности и стратиграфического объема осадочного чехла, а также региональное погружение поверхности фундамента от оси бассейна к его периферии [29]. Структура осадочного чехла свидетельствуют об стадийном разрастании морского дна этого региона в течении последних 3–5 млн лет.

В то же время на сейсмических профилях через котловину Амундсена наблюдается более сложная структура осадочного чехла (см. рис. 6, рис. 8):

- периферийная часть котловины характеризуется обратным наклоном поверхности фундамента – от борта к середине бассейна;

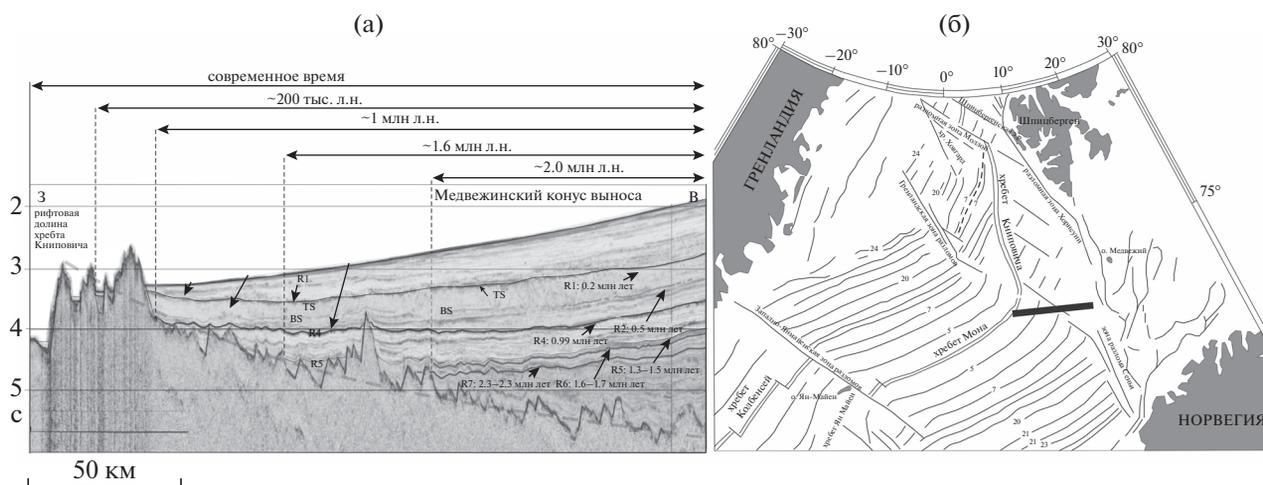


Рис. 7. Фрагмент сейсмического профиля, иллюстрирующий стадийное расширение области осадконакопления в результате спрединга океанского дна в Норвежско-Гренландском бассейне (по данным [29]). (а) – Датировки сейсмокомплексов приведены по данным глубоководного бурения (по [30]), трассировка линейно-магнитных аномалий (по [58]); (б) – положение профиля.

– максимальные мощности и стратиграфический объем чехла фиксируется в центральной части, а не на краю бассейна;

– верхние плащеобразные горизонты чехла распространены по всему бассейну, что может свидетельствовать о прекращении расширения седиментационной системы к началу накопления этих толщ.

На всех сейсмических профилях в Евразийском бассейне определяются три последовательно образованных седиментационных бассейна, разделенных по разрезу региональными сейсмическими отражающими горизонтами ОГ-А (56 млн лет назад) и ОГ-D1 (34 млн лет назад) (см. рис. 6, см. рис. 8, см. рис. 9). Для каждого седиментационного бассейна характерны определенные субстрат, область распространения, геометрия чехла и распределение мощностей.

В соответствии с приведенной нами стратиграфической моделью, седиментационные бассейны имеют следующие возрасты:

- мел–палеоцен (нижний седиментационный бассейн СБ₁);
- эоцен (средний седиментационный бассейн СБ₂);
- олигоцен–четвертичный (верхний седиментационный бассейн СБ₃).

Мел–палеоценовый седиментационный бассейн (СБ₁). В настоящее время седиментационный бассейн (СБ₁) состоит из двух синрифтовых суббассейнов в котловинах Амундсена и Нансена, которые были разобщены на стадии континентального рифтогенеза. Каждый суб-бассейн имеет ширину 120–130 км и длину ≥1500 км (рис. 9).

Мел–палеоценовые синрифтовые толщи имеют мощность 500–1500 м, которая заметно сокращается при удалении от континентальных окраин. Наиболее глубокие депоцентры располагаются вблизи подножья континентального склона шельфа моря Лаптевых симметрично относительно оси хр. Гаккеля, доказывая преимущественный терригенный снос с хребта Ломоносова и Лаптевоморской континентальной окраины. В котловине Амундсена восточная граница СБ₁ контролируется крутой сбросовой ступенью западного фланга хребта Ломоносова, а западный борт фиксируется по выклиниванию осадочных толщ на выступах фундамента (см. рис. 8). На основании приведенных данных можно предполагать, что подобная система выступов может присутствовать и в разрезе котловины Нансена.

Региональный, выдержанный в узких пределах (0.5°–0.8°) наклон кровли осадочного выполнения СБ₁ в сторону хр. Гаккеля свидетельствует о пострифтовом, осе-симметричном пригибании осевой части бассейна в результате полного раскола континентальной и начале океанического спрединга (см. рис. 8). Наиболее вероятным временным интервалом для этого события служит период 56–53 млн лет, сопоставляемый нами с перестройкой морфоструктурного плана в конце этапа мелового растяжения и перед началом эпохи эврикской складчатости [42, 61].

Структурные связи СБ₁ со смежными континентальными структурами также подчеркивают его эпиконтинентальную природу. В сторону Лаптевоморской континентальной окраины СБ₁ продолжается системой окраинных шельфовых бассейнов – Анисинским на юго-востоке и Оле-

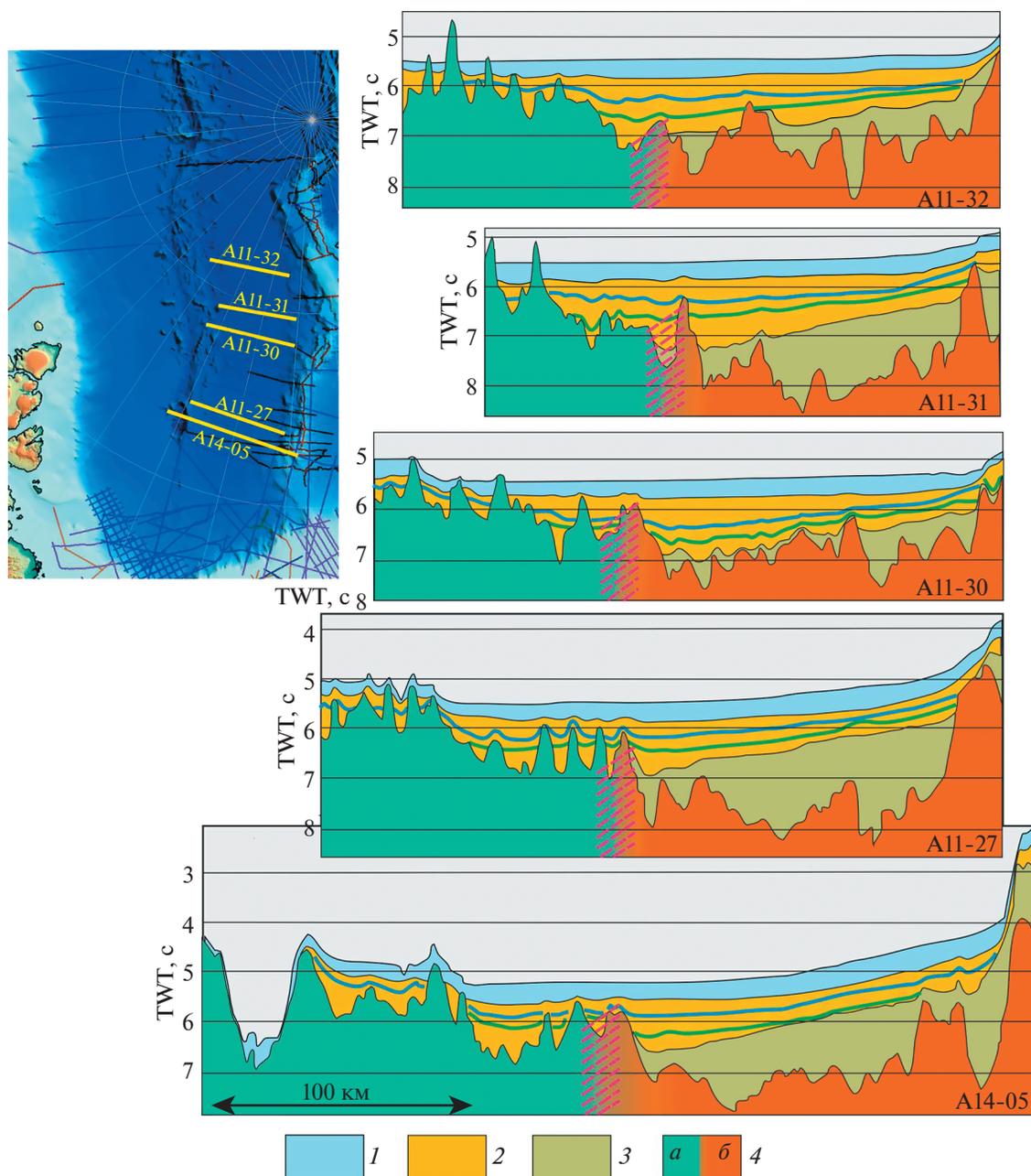


Рис. 8. Сеть сейсмических профилей через котловину Амундсена с севера (вверху) на юг (внизу).

Показана (штриховка красным) область перехода континент—океан.

1–3 – седиментационные бассейны: 1 – олигоцен–четвертичный (СБ₃), 2 – эоценовый (СБ₂), 3 – мел–палеоценовый (СБ₁); 4 – кора: а – океаническая, б – континентальная

некским на юго-западе. На востоке СБ₁ тектонически связан с континентальным блоком хр. Ломоносова, являясь нижней ступенью его западного склона (см. рис. 6). В области центриклинали Евразийского бассейна фиксируют фрагменты симметричных поднятий, сопоставляемые нами с реликтами инициальных меловых грабен–рифтов, разобращенных в ходе спрединга (см. рис. 9). Именно на этих поднятиях выклиниваются осадки СБ₁, маркируя границы палеобассейна.

Таким образом, эпиконтинентальный генезис СБ₁ подтверждается заложением данной структуры на до-океаническом этапе мелового континентального рифтогенеза, структурной связью с шельфом и наследованием мезозойского структурного плана.

Эоценовый седиментационный бассейн (СБ₂). Структура бассейна СБ₂ принципиально отличается от структуры СБ₁. Для более детального изу-

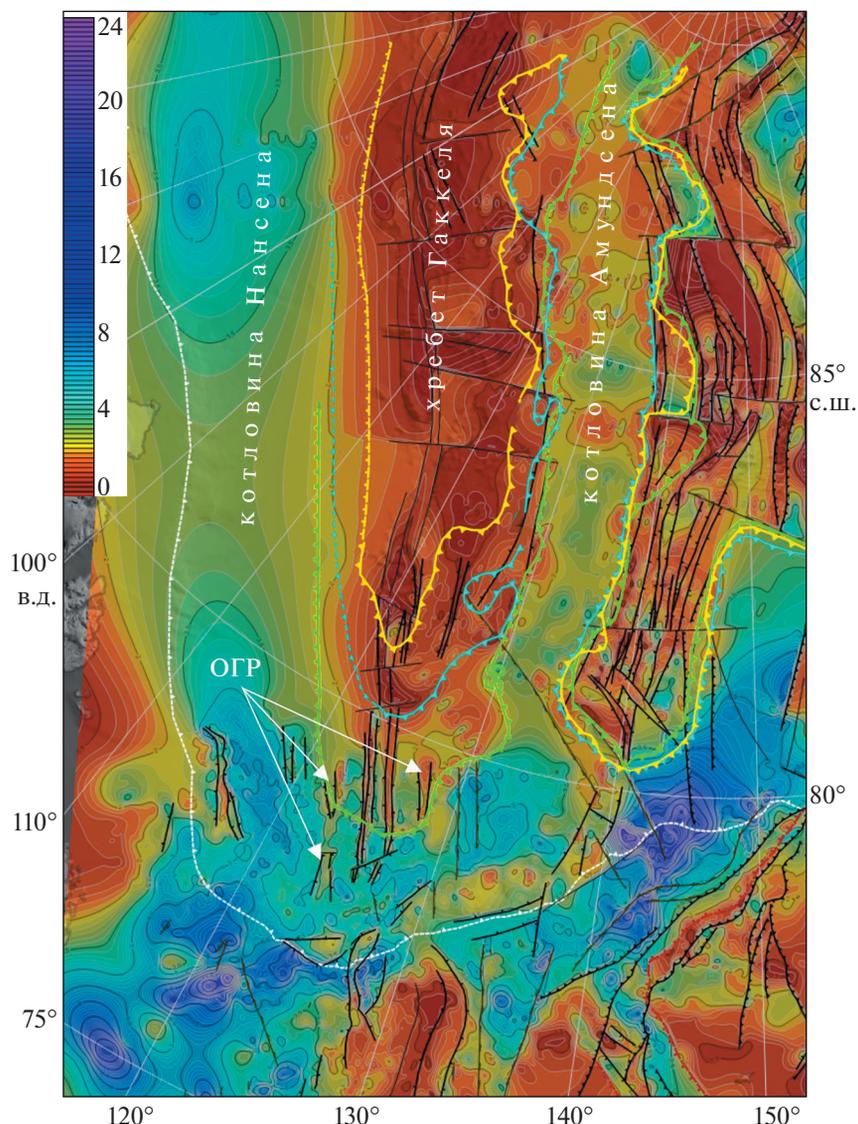


Рис. 9. Карта мощности осадочного чехла в зоне сочленения Евразийского бассейна с Лаптевской континентальной окраиной.

Обозначено: ОГР — отмершие грабен—рифты. Показано (линия): бровка шельфа (белая); разломы (черная).

Показана площадь аккумуляции осадочных комплексов (зубчатая линия): СБ₁ (120–56 млн л.н.) (зеленая); СБ₂¹ (~53–47 млн л.н.) (голубая); СБ₂² (~47–40 млн л.н.) (желтая). Осадочная толща СБ₂³ (40–34 млн л.н. и моложе) полностью покрывает Евразийский бассейн.

чения процесса формирования СБ₂ нами дополнительно была проведена корреляция двух сейсмических отражающих горизонтов ~40 и ~47 млн лет, разделяющих разрез СБ₂ на три подкомплекса (см. рис. 6, см. рис. 8):

- СБ₂¹ (~53–47 млн лет),
- СБ₂² (~47–40 млн лет),
- СБ₂³ (~40–34 млн лет).

Мощность осадочного чехла седиментационного бассейна СБ₂ составляет около 800–1000 м в зоне рифтовых гор, превышает 1500 и 2200 м на периферии бассейна в котловинах Амундсена и Нансена соответственно. Субстратом СБ₂ в западной части бассейна служит серия контрастных выступов фундамента хребта Гаккеля, вероятно вулканогенного генезиса. Высота некоторых выступов достигает 2500–3000 м из которых ~1000 м возвышаются над современным дном котловины

Амундсена (см. рис. 6, см. рис. 8). Характер взаимоотношений выступов фундамента с перекрывающими осадочными толщами свидетельствует, что выступы были сформированы перед началом осадконакопления в седиментационном бассейне СБ₂ и осадочные толщи заполняли уже сформированные впадины в рельефе фундамента.

Анализ площадей развития этих подкомплексов показывает, что в эоцене происходит поступательное расширение области осадконакопления вплоть до центрального рифта (см. рис. 9).

Инициальные депоцентры СБ₂¹ располагаются примерно в середине котловин Амундсена и Нансена вдоль линии выклинивания осадков синрифтовых осадков мела-палеоэоцена. Затем, по мере конседиментационного погружения, область осадконакопления СБ₂² достигает склонов хр. Ломоносова, а область осадконакопления СБ₂³ охватывает весь Евразийский бассейн.

Проградация западного края СБ₂¹ в интервале от 53 до 47 млн лет происходит крайне неравномерно в изучаемой области (см. рис. 9):

- от первых километров на юге;
- до 20–30 км в центре;
- 100 км на севере.

Таким образом, в котловине Амундсена расширение области накопления осадков СБ₂¹ на запад составляло менее 1 мм/год на 80° с.ш., ~3 мм/год на 84° с.ш. и до 16 мм/год на 87° с.ш. Поскольку расширение области осадконакопления на этом этапе обуславливалось аккрецией океанической коры в хребте Гаккеля, то рассчитанные выше скорости в первом приближении могут сопоставляться со скоростью спрединга этого этапа.

Область накопления осадков СБ₂² (интервал 47–40 млн лет) смещается на запад на расстояние до 60–70 км и достигает восточного края зоны рифтовых гор. Скорость спрединга на этом этапе стабилизировалась в диапазоне ~10 мм/год.

Максимальный прирост области осадконакопления, а, следовательно, и скорости спрединга морского дна выявлен в конце эоцена. В это время западный борт СБ₂³ достигает рифтовой долины хр. Гаккеля, где, очевидно, смыкается с аналогичным бассейном котловины Нансена. В результате верхние горизонты СБ₂³ формируют плащеобразный чехол, который перекрывает всю котловину Амундсена. Скорость спрединга на этом этапе достигает 10–13 мм/год.

Распространение осадков СБ₂³ по всему Евразийскому бассейну вплоть до рифтовой долины хр. Гаккеля позволяет считать, что в начале

олигоцена область возможной аккомодации осадков в Евразийском бассейне приобрела современные размеры и, следовательно, прекратился спрединг морского дна. Эти данные также дают возможность оценивать возраст базальных горизонтов осадочного выполнения рифтовой зоны хр. Гаккеля как позднеэоценовый.

Позднеэоценовый возраст базальных горизонтов осадочного выполнения рифтовой зоны хр. Гаккеля позволяет логично объяснить присутствие здесь мощных (до 1.5 км) осадочных комплексов [2, 32, 33, 38, 52, 65, 67, 69]. Как мы предположили ранее, формирование осадочного выполнения рифтовой долины происходило в течение последних 36–38 млн лет [65].

Олигоцен–четвертичный седиментационный бассейн (СБ₃). Данный седиментационный бассейн характеризуется наиболее простой структурой чехла. Множество сейсмических профилей показывают единую для всего Арктического бассейна, выдержанную структуру осадочного тела и характерную волновую картину [18] (см. рис. 6, см. рис. 8, рис. 10). Для осадочных толщ этого бассейна характерны минимальные латеральные градиенты мощностей этого комплекса. Средние значения мощности осадков СБ₃ на гребне хребта Ломоносова и в рифтовой долине хребта Гаккеля составляют около 200 м, а в котловине Амундсена редко превышают 400 м. Следовательно, максимальный градиент изменения мощности в глубоководной части не превышает 2 м на 1 км профиля. Исключения составляют только относительно мощные (до 1000 м) толщи клиноформ на континентальном склоне [16]. В соответствии с нашей стратиграфической моделью, осадочное заполнение СБ₃ формируют гемипелагические осадки олигоцена–квартера. Главным механизмом формирования седиментационного бассейна Евразийского бассейна в олигоцене–квартере, по нашему мнению, является конседиментационное прогибание (см. рис. 10).

На большей части Евразийского бассейна осадочные толщи СБ₃ залегают плащеобразно, большинство тектонических нарушений не проникают в толщи моложе палеоэоцена. В то же время, в области рифтовых гор хребта Гаккеля фиксируется система неотектонических нарушений с амплитудами перемещения по разлому до 200–300 м (см. рис. 6, см. рис. 8, см. рис. 10). Зона неотектонических дислокаций с перерывами прослеживается вдоль рифтовой долины хр. Гаккеля вплоть до выхода на шельф моря Лаптевых, где опирается в Центральное-Лаптевское поднятие. Примерно в этой же зоне происходит рассредоточение эпицентров землетрясений. Кроме того, на юге Евразийского бассейна закартированы осесимметричные фрагменты отмерших меловых грабен-рифтов (см. рис. 9).

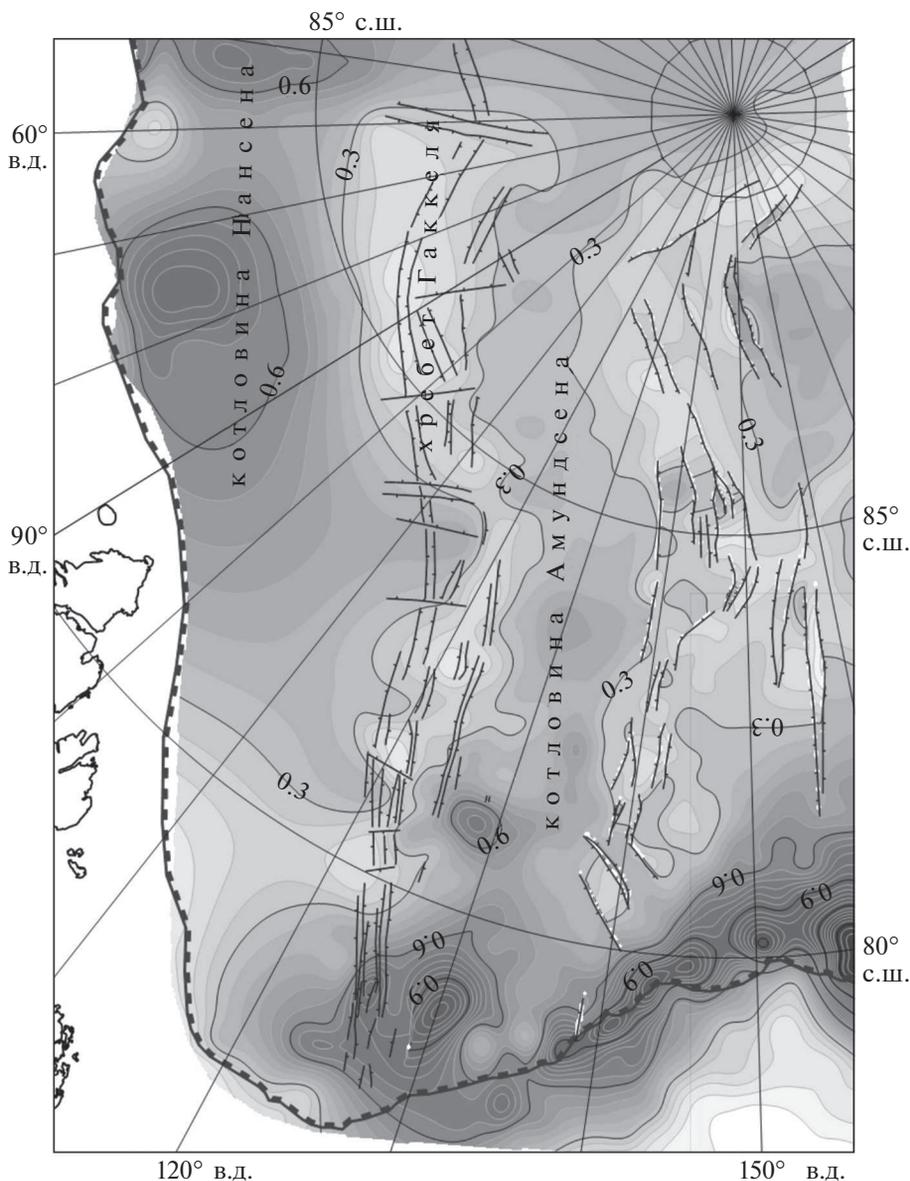


Рис. 10. Карта мощности олигоцен–четвертичного осадочного комплекса (СБ₃) в зоне сочленения Евразийского бассейна с Лаптевоморской континентальной окраиной (км). Показано: синексические тектонические нарушения (линия черным); бровка современного шельфа (зубчатая линия черным).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Модель формирования седиментационной системы Евразийского бассейна

Проведенный нами анализ структуры осадочного чехла котловины Амундсена дает возможность рассмотреть последовательность тектонических процессов, приведших к его формированию. Так как структура осадочного чехла котловины Амундсена подтверждает существование трех последовательно сформированных седиментационных бассейнов с различными структурно-фациальными обстановками, мы предлагаем следующую

последовательность этапов осадконакопления (рис. 11):

- мел–палеоценовый этап континентального рифтогенеза;
- эоценовый этап ультра-медленного спрединга в Евразийском бассейне;
- олигоцен–миоценовый этап конседиментационного прогибания бассейна в обстановках тектонического покоя;
- ~3(5) млн лет по настоящее время – этап неотектонической активизации.

Разработанная нами модель находится в соответствии с тектоническими событиями позднего мезозоя–кайнозоя, происходившими в континентальном обрамлении Арктического бассейна.

Меловой–палеоценовый этап (~130–56 млн лет)

Синрифтовая структура СБ₁ и его полная компенсация осадками, а также затухание большинства тектонических нарушений вблизи кровли его осадочного выполнения показывают, что доминирующей тектонической обстановкой этого этапа было региональное растяжение континентальной коры, сменившееся ближе к концу этапа тектоническим покоем.

Свидетельства такого тектонического сценария широко распространены в Арктике. По всей периферии Северного Ледовитого океана в интервале 130–53 млн лет фиксируется развитие вулканизма, типичного для эпиконтинентального рифтогенеза. На Шпицбергене и Земле Франца Иосифа мафические силлы датируются юрой–концом раннего мела [34]. Раннемеловые базальты покрывают почти всю площадь острова Беннета [23]. На северном побережье острова Элмир рифтогенный магматизм фиксируется на полуострове Марвин 94.2 млн лет [40, 74, 75]. Рифтогенные магматические события палеоцена идентифицируются в Северной Гренландии, в проливе Нарес и на юге острова Элмир [39, 64, 72].

Геофизические свидетельства этапа регионального растяжения в интервале около 80 млн лет получены для Гренландской периферии хребта Ломоносова [36]. Кроме того, региональное растяжение континентальной литосферы в интервале 125–70 млн лет подтверждает вулканизм, типичный для крупных изверженных провинций. Выветрелые базальты мелового возраста, с несогласием перекрытые тепловодными осадками верхнего мела, известны на склонах хребта Альфа, Чукотском плато, хребте Нордвинд, в северной части Канадской котловины и на поднятии Менделеева [14, 28, 49, 60, 77]. Изучение изотопного состава и Ag/Ag датирование вулканитов показывает, что все базальты разделяются на три ассоциации: низко-Ti толеитовые базальты первой фазы, изливавшиеся в субаэральных условиях нача-

ла континентального рифтинга 125–112 млн лет, базальты второй (105–100 млн лет) и третьей (90–70 млн лет) с типичными внутриплитными характеристиками изливались в мелководно-морских условиях [60].

Середина раннего мела на Восточно-Сибирском шельфе знаменуется переходом от преимущественно компрессионных обстановок Верхояно-Чукотской орогении к региональному растяжению конца мела и последовавшему палеоценовому периоду тектонического покоя. Широко распространенные в восточной Арктике палеоценовые коры выветривания свидетельствуют о пенепленизации региона [1, 3, 11, 12, 20]. Почти все тектонические нарушения на шельфе затухают в кровле позднемеловых отложений. Палеоценовые отложения Восточно-Арктического шельфа формируют выдержанный плащ осадочных пород, имеющий слабые вариации мощности, отсутствие четких депоцентров и тектонических нарушений [16]. В глубоководной части комплекс палеоценовых отложений переходит в состояние конденсированного разреза, которому соответствуют верхние горизонты чехла с ОГ-А в кровле.

Таким образом, структура осадочного разреза СБ₁ (~130–56 млн лет) фиксирует события второй половины позднекиммерийского цикла. В Евразийском бассейне начинается формирование двух симметричных конседиментационных прогибов на плечах континентального рифта в котловинах Амундсена и Нансена (см. рис. 11, а). Области сноса располагались по периферии бассейнов – на хребте Ломоносова, Лаптевоморской континентальной окраине, Баренцево-Карской континентальной окраине. К концу этапа рифтогенные процессы вдоль оси бассейна привели к растяжению и разрыву континентальной литосферы. Эти события спровоцировали погружение центральной части Евразийского бассейна относительно бортов более чем на 1000 м, которое сформировало региональный наклон кровли синрифтовых отложений к центру бассейна с уклоном 0.5°–0.8°. Переход к новому, синокеаническому, этапу развития совпадает с началом первой стадии эврикской орогении – 56–53 млн лет [60].

Рис. 11. Этапы формирования котловины Амундсена.

I – эпиконтинентального рифтогенеза;

II – начало спрединга, формирование линейно-ориентированного магнитного поля;

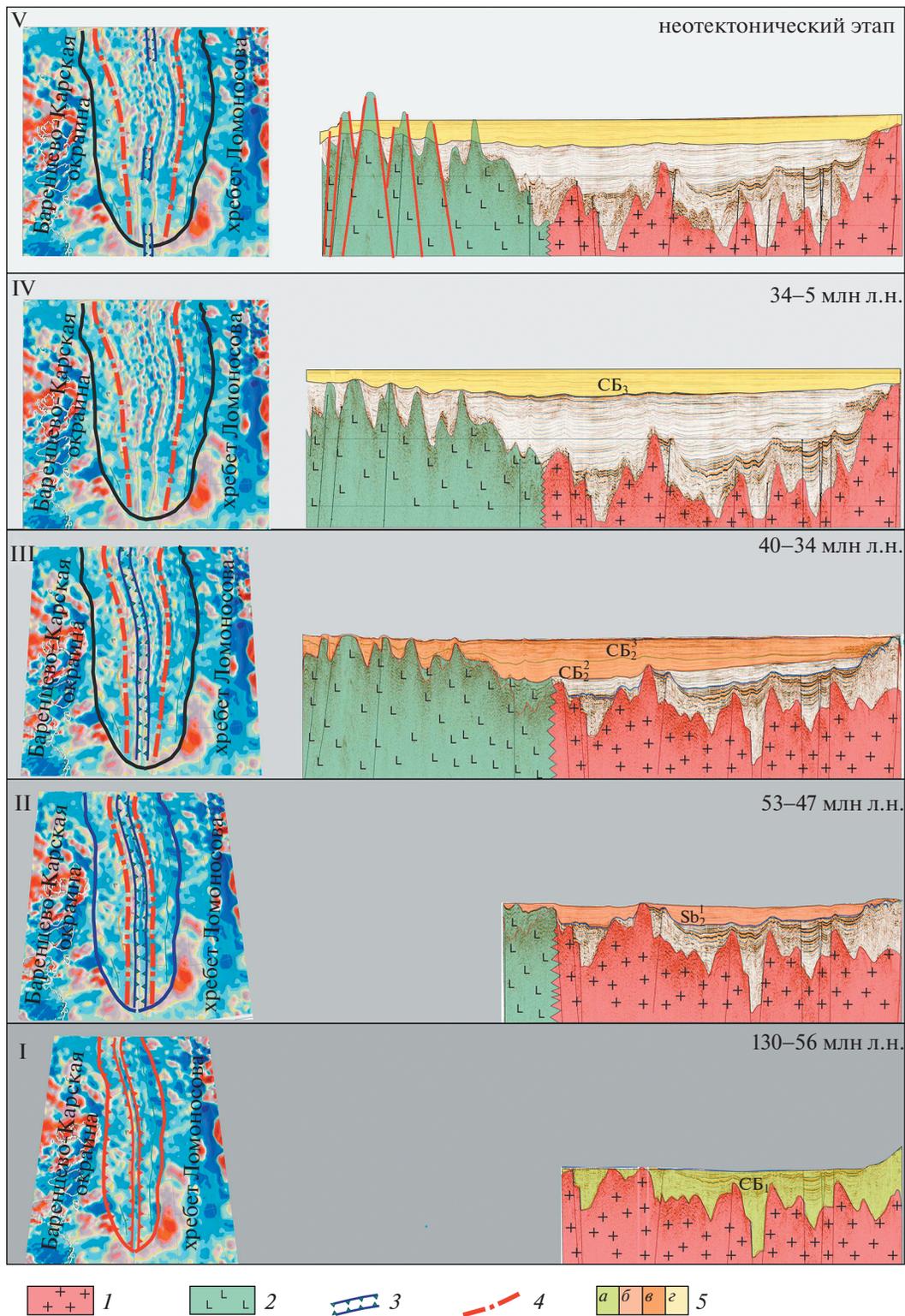
III – аккреция океанической коры, компенсация рифтовой долины осадками;

IV – замирание спрединга, конседиментационное прогибание;

V – пропация неотектонических движений.

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – рифтовая долина хребта Гаккеля; 4 – граница континент–океан;

5 – седиментационные бассейны: а – СБ₁, б – СБ₂¹, в – СБ₂^{2–3}, г – СБ₃



Эоценовый этап (53–34 млн лет)

Эоценовый этап соответствует формированию син-спредингового седиментационного бассейна СБ₂, полностью охватившего современный Евразийский бассейн. За 21 млн лет происходит почти двукратное расширение зоны накопления осадков (см. рис. 11, а, б).

В отличие от позднекиммерийской активизации, известные тектонические события эоценового этапа фиксируются почти исключительно вдоль Северо-Американской окраины, совпадая по времени с эвриканской орогенцией. Согласно структурно-геологическим исследованиям на севере Гренландии и острове Элмир эвриканская орогенция, которая не сопровождалась такими тектоническими процессами, как субдукция, метаморфизм, коллизионный и аккреционный магматизм, представляет собой уникальный этап межплитных складчато-сдвиговых деформаций [61]. Наиболее яркие ее проявления наблюдаются вдоль сдвиговой зоны Де Гир, где выделяются две фазы эвриканской орогенции:

– первая фаза (53–47 млн лет) характеризовалась субширотным сжатием в Западно-Шпицбергенском складчатом поясе и активизацией крупной зоны левосторонней транспрессии на острове Элмир;

– во второй фазе (47–34 млн лет) произошло изменение транспрессионных обстановок на ортогональное сжатие [61].

Кроме этого, свидетельства тектонической активизации прослеживаются и далее – на запад вдоль всей границы Канадского архипелага. В море Бофорта к этому этапу относится ранняя фаза складчатости Бофортского пояса. Складчато-надвиговыми деформациями здесь затронуты породы эоценовой формации Ричардс, перекрываемые недеформированными олигоценовыми породами формации Кугмаллит. Очевидно, что деформации происходили в достаточно узком временном интервале в конце эоцена [48]. Недавно было выявлено короткое тектоническое событие ~34 млн лет, которое привело к обрушению центральной части Арктического бассейна и началу формирования глубоководных обстановок [16].

Вместе с затуханием тектонических движений к концу эоцена завершилось накопление отложенный СБ₂. В результате этого этапа бассейн приобрел современные очертания, его расширение прекратилось, а дальнейшее осадконакопление произошло в обстановках некомпенсированного конседиментационного погружения.

Именно в этот период была сформирована и заполнена осадками рифтовая долина хр. Гаккеля. Проведенные нами ранее расчеты времени, необходимого для формирования мощной толщи заполнения, подтвердили ранее приведенную интерпретацию [2, 19, 32, 33, 38, 52, 65, 67, 69].

Современные расчеты скоростей осадконакопления в Северном Ледовитом океане, подтвержденные результатами бурения на хр. Ломоносова, дают значения в пределах интервала 12–27 м/млн лет [24, 26, 65]. Экстраполяция этих значений на центральную часть Евразийского бассейна позволяет ожидать здесь осадконакопление со скоростями в пределах интервала 7–12 м/млн лет. Таким образом, для накопления в рифтовой зоне хр. Гаккеля осадочной толщи седиментационного бассейна СБ₂ мощностью 500 м необходимо не менее 40 млн лет, что соответствует разработанной нами модели формирования седиментационной системы Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана (см. рис. 6, см. рис. 8, см. рис. 11).

Олигоцен–миоценовый этап (34–3(5) млн лет)

Олигоцен–миоценовый этап в Евразийском бассейне характеризуется спокойными обстановками конседиментационного прогибания и приостановкой спрединга в хребте Гаккеля. В котловинах Нансена и Амундсена накапливается ненарушенный плащ осадочных СБ₃ мощностью 200–500 м (см. рис. 11, г). В результате дифференцированного проседания центральной части Арктического бассейна завершилось формирование современной морфоструктуры региона. К этому моменту открылись проливы Фрама и Беринга, что привело к установлению современного водообмена между Атлантикой, Северным Ледовитым океаном и Пацификой и стало причиной перехода от палеоцен–эоценового термального максимума к бореальному периоду.

Приостановка спрединга в этом же временном интервале предлагалась ранее на основании сейсмостратиграфического анализа сейсмических данных по южной части Евразийского бассейна [68, 69]. Спокойные тектонические обстановки олигоцена–миоцена фиксируются по всей периферии Северного Ледовитого океана и в смежных регионах. В олигоцене–миоцене вдоль Канадской континентальной окраины не фиксируются тектонические и магматические события [35, 61]. По другую сторону Берингова пролива, на севере Тихоокеанского региона, к началу олигоцена, вероятно, окончательно оформилась граница Северной Америки с Евразией [56]. В олигоцене–миоцене (35–5.3 млн лет) здесь также выделяется этап тектонического покоя [25]. В олигоцене начинается накопление плаща ненарушенных гемипелагических осадков не только в Евразийском, но и в Американо-Евразийском бассейнах, море Бофорта, а также Беринговоморском регионе [16, 25, 43, 48].

Этап неотектонической активизации

Новейший этап активизации океанического спрединга характеризуется возобновлением растяжения в рифтовой долине хребта Гаккеля. Ши-

рина зон новейших тектонических нарушений закономерно и ступенчато сужается от 280–300 км в Атлантическом до 100–120 км в Сибирском сегментах (см. рис. 6, см. рис. 8, см. рис. 11, д). Также наблюдается резкое ступенчатое сокращение ширины зоны линейно-ориентированного магнитного поля в Евразийском бассейне, которое происходит сначала на траверзе архипелага Земля Франца Иосифа, а затем на траверзе архипелага Северная Земля и в центриклинали Евразийского бассейна (см. рис. 2).

Предположение о существовании этапа неотектонической активизации позволяет объяснить высокую вулканическую, магматическую и гидротермальную активность Атлантического сегмента хребта Гаккеля, а также аномально высокое (до 0.76 событий в час) количество землетрясений в его центральной области [38, 57, 74].

Возобновление спрединга в осевой зоне хребта Гаккеля может быть объяснено последовательной пропагацией новой волны растягивающих напряжений со стороны Норвежско-Гренландского бассейна. Поступательное продвижение фронта раздвига вдоль оси хребта Гаккеля объясняет как резкие морфологические различия в строении его рифтовой зоны, так и ступенчатую форму области линейно-ориентированного магнитного поля [33, 65].

Существование этапа неотектонической активизации на рубеже миоцена–плиоцена подтверждает неоген–четвертичным внутриплитный щелочно-базальтовый и фойдитовый вулканизм островов Жохова и Вилькицкого с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценками возраста 1.2 ± 0.2 млн лет [13, 18]. Непосредственно на хребте Гаккеля с этим этапом связаны магматические события во впадине Киселева (3.65 ± 0.01 млн лет [51], возможно ~ 1 млн лет [62]).

Данные глубоководного бурения восточного фланга хребта Книповича позволяют датировать базальные горизонты син-спредингового осадочного чехла и относить активизацию процессов спрединга к плиоцену [29, 30] (см. рис. 7). Кроме того, бурением скважины № 344 DSDP в восточном фланге хребта Книповича был вскрыт базальтовый силл, для которого получены оценки возраста ~ 3 млн лет (ранний плиоцен) [71]. В Северной Пацифике также фиксируется плиоценовый неотектонический этап, сменивший олигоцен–миоценовый период тектонического покоя [25].

ВЫВОДЫ

Полученные данные позволяют утверждать, что тектоническая эволюция Евразийского глубоководного бассейна Северного Ледовитого океана уникальна и не имеет аналогов.

1. Структура осадочного чехла котловин Амундсена и Нансена надежно фиксирует последовательность тектонических событий в регионе и позволяет разделить историю формирования Евразийского бассейна на четыре этапа:

– Первый, мел–палеоценовый этап (130 (?)–56 млн лет), начинается с формирования линейного эпиконтинентального рифтогенного прогиба, охватывающего в современных координатах западную часть котловины Амундсена и восточную часть котловины Нансена. Комплекс структурно-тектонических данных свидетельствует о его связи с синхронными бассейнами на Лаптево-морской континентальной окраине и на хребте Ломоносова. Основным тектоническим процессом этого этапа было региональное растяжение, которое возникло по завершении поздне-кimmerийской складчатости и продолжалось до конца позднего мела. Конец этапа характеризуется обстановками тектонического покоя.

– Второй, эоценовый этап (53–34 млн лет) определяется началом спрединга в хребте Гаккеля, который разделил единый эпиконтинентальный бассейн на котловины Нансена и Амундсена. К концу эоценового этапа области седиментации расширилась вплоть до современных границ Евразийского бассейна, завершилось формирование рифтовой долины хребта Гаккеля и компенсация рифтовой долины осадками. Анализ геологических данных по периферии Арктики показывает, что спрединг в Евразийском бассейне был синхронен и, очевидно, парагенетически связан с эврикскими тектоническими движениями вдоль Гренландско-Канадской континентальной окраины. Синхронные тектонические движения происходили также на Тихоокеанской периферии Арктического бассейна. Завершающие проявления эврикской орогении запустили дифференцированное проседание центральной части Северного Ледовитого океана, что стало началом океанского седиментогенеза.

– Третий олигоцен–миоценовый этап (34–5 млн лет) характеризуется тектонически спокойными обстановками конседиментационного прогибания бассейна, о чем свидетельствует плащеобразное залегание осадочных комплексов и отсутствие тектонических нарушений.

– Современный этап характеризуется возобновлением процесса растяжения океанической литосферы в зоне рифтовой долины хребта Гаккеля, обусловленным последовательной пропагацией спрединга со стороны Норвежско-Гренландского бассейна. С этим этапом связаны новейшие тектонические нарушения в осевой зоне бассейна, а также рои современных мелкофокусных землетрясений тектонического и магматического происхождения, фиксируемые в зоне рифтовых гор.

2. Разработанная нами модель двустадийного спрединга, ограниченного центральными частями котловин Амундсена и Нансена позволяет объяснить большинство геологических проблем, не находящихся объяснения в рамках магнито-стратиграфической модели ультрамедленного спрединга:

– Область новобразованной океанической коры, ограниченная центральной частью Евразийского бассейна, совпадает с областью линейного магнитного поля. За пределами этой области выделение системы линейных магнитных аномалий полагается нами спекулятивным.

– Спрединг в интервале 56–34 млн лет совпадает с этапом эвриканской орогении и связан с этим тектоническим событием.

– Аномально высокие мощности осадков в рифтовой зоне хребта Гаккеля мы объясняем эоценовым заложением рифтовой долины, что совпадает с оценками скоростей осадконакопления.

– Морфологическая сегментация хребта Гаккеля на Атлантический и Сибирский сегменты объясняется пропагацией растягивающих напряжений со стороны Норвежско-Гренландского бассейна и возобновлением спрединга. По полученным сейсмическим данным, современное растяжение в рифтовой долине происходит по имеющемуся осадочному выполнению.

– Определение и проведение границы континент–океан примерно по середине современных котловин Нансена и Амундсена увеличивает области континентальной коры.

Благодарности. Авторы глубоко благодарны нашим безвременно ушедшим старшим коллегам Н.Н. Соболеву и С.П. Шокальскому (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) за поддержку в работе и ценные научные консультации по теме статьи. Авторы признательны В.Ф. Проскурнину и В.Н. Зинченко (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) за полезный критический разбор результатов.

Авторы признательны рецензенту проф., чл.-корр. РАН С.Д. Соколову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные и конструктивные комментарии.

Авторы выражают благодарность ак. К.Е. Дегтяреву (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за обсуждение рукописи и редакции журнала за подготовку нашей статьи.

Финансирование. Настоящая работа выполнена в Отделе сводного и обзорного геологического картографирования ВСЕГЕИ в рамках Государственных заданий Федерального агентства по недропользованию № 049-00009-18-00 и № 049-00013-19-00 за 2018 и 2019 годы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александрова Г.Н.* Геологическое развитие Чаунской впадины (Северо-Восток России) в палеогене

и неогене. Ст.1. Неоген // Бюлл. МОИП. Отдел. Геол. 2016. Т. 91. № 4–5. С. 148–164.

2. *Грачев А.Ф., Карасик А.М.* Разрастание океанического дна и тектоника Евразийского бассейна. – В кн.: *Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана.* – Под ред. И.С. Грамберга, В.М. Лазуркина, М.Г. Равича, Б.В. Ткаченко – Л.: НИИГА, 1974. С. 19–33.
3. *Гриненко О.В., Сергеенко А.И., Белолобский И.Н.* Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России // Отечественная геология. 1997. № 8. С. 14–20.
4. *Гусев Е.А., Лукашенко Р.В., Попко А.О., Рекант П.В., Миролюбова Е.С., Пяткова М.Н.* Новые данные о строении склонов подводных гор поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН. 2014. Т. 455. № 2. С. 184–188.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X14030179>
5. *Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Дараган-Суццов 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.
6. *Деревянко Л.Г., Гусев Е.А., Крылов А.А.* Палинологическая характеристика меловых отложений хребта Ломоносова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2. С. 78–84.
7. *Карасик А.М.* Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана. – В кн.: *Геофизические методы разведки в Арктике.* – Под ред. Р.М. Деменицкой – Л.: НИИГА, 1968. Вып. 5. С. 8–19.
8. *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.
9. *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.
<https://doi.org/10.1134/S0869593807040053>
10. *Киселев Ю.Г.* Глубинная геология Арктического бассейна. – М.: Недра, 1986. 224 с.
11. *Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Сесил М.П., Смирнов А.Н., Ушаков В.И., Хандожко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д.* Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. – Под ред. М.К. Косько, В.И. Ушакова – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
12. *Кузмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б., Данукалова М.К., Симакова А.Н.* Палеоген-неогеновые отложения острова Бельковский (Новосибирские острова): к характеристике осадочного чехла в восточной части шельфа моря Лаптевых // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 91–116.
<https://doi.org/10.7868/S0869592X13040054>

13. Лейер П.У., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозойд // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 5. С. 621–624.
14. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А., Шатов В.В. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Регион. геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.
15. Пискарев А.Л., Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В., Глебовский В.Ю., Глумов И.Ф., Гусев Е.А., Жолондз С.М., Казанин Г.С., Каминский В.Д., Киреев А.А., Морозов А.Ф., Петров О.В., Смирнов О.Е., Фирсов Ю.Г., Зинченко А.Г., Павленкин А.Д., Поселова Л.Г., Савин В.А., Черных А.А., Элькина Д.В. Арктический бассейн (геология и морфология). – Под ред. В. Д. Каминского – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
16. Рекант П.В., Леонтьев Д.И., Петров Е.О. Неотектонический этап развития Арктического бассейна. Начало, основные события, связь тектоники и осадконакопления // Регион. геология и металлогения. 2020. № 81. С. 60–72.
17. Рекант П.В., Петров О.В., Прищепенко Д.В. Формирование складчато-надвиговой структуры южной части шельфа Восточно-Сибирского моря по результатам структурного анализа сейсмических материалов // Регион. геология и металлогения. 2020. № 82. С. 35–59.
18. Сахно В.Г., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А. Мантийные источники четвертичного вулканизма о. Жохова (о-ва Де Лонга, Восточная Арктика): изотопно-геохимические характеристики базальтоидов и включений шпинелевых лерцолитов // ДАН. 2015. Т. 460. № 4. С. 446–452.
<https://doi.org/10.7868/S0869565215040180>
19. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В. Новые данные о геологическом строении Юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190–196.
<https://doi.org/10.7868/S0869565217260152>
20. Слободин В.Я., Ким Б.И., Степанова Г.В., Коваленко Ф.Я. Расчленение разреза Айонской скважины по новым биостратиграфическим данным. – В кн.: *Стратиграфия и палеонтология мезо–кайнозоя Советской Арктики*. – Под ред. Н.И. Шульгиной – СПб.: Севморгеология, 1990. С. 43–58.
21. Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Ефимов В.Н. Геолого-геофизический атлас центральной части Атлантического океана. – М.: ГИН РАН. 2016. 32 с. – [Электронное издание], http://atlantic.ginras.ru/download/books/Central_Atlantic_Geological-Geophysical_Atlas_Vol_I_2016_ru.pdf (Дата обращения 10.07.2021)
22. *Тектоническая карта Арктики*. – Под ред. О.В. Петрова, М. Пубелье – СПб.: ВСЕГЕИ–CGMW, 2019. 72 с.
23. Федоров П.И., Флёров Г.Б., Головин Д.И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннетта (Восточная Арктика) // ДАН. 2005. Т. 400. № 5. С. 666–670.
24. 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>
25. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Шеремет О.Г., Кононов М.В. Кайнозойская геодинамика Берингово-морского региона // Геотектоника. 2012. № 3. С. 47–69.
<https://doi.org/10.1134/S001685211203003X>
26. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Lovlie R., Pålke H., Spofforth D., Gattaceca 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>
27. Brozina J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // *Geology*. 2003. Vol. 31. No. 9. P. 825–828.
<https://doi.org/10.1130/G19528.1>
28. Brumley K., Miller E.L., Konstantinou A., Grove M., Meisling K.E., Mayer L.A. First bedrock samples dredged from submarine outcrops in the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // *Geosphere*. 2015. Vol. 11. No. 1. P. 76–92.
<https://doi.org/10.1130/GES01044.1>
29. Bruvold V., Breivik A.J., Mjelde R., Pedersen R.B. Burial of the Mohn-Knipovich seafloor spreading ridge by the Bear Island Fan: Time constraints on tectonic evolution from seismic stratigraphy // *Tectonics*. 2009. Vol. 28. No. 4. P. 1–14.
<https://doi.org/10.1029/2008TC002396>
30. Butt F.A., Elverhøi A., Solheim A., Forsberg C.F. Deciphering Late Cenozoic development of the western Svalbard Margin from ODP Site 986 results // *Marin. Geol.* 2000. Vol. 169. No. 3–4. P. 373–390.
[https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00088-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00088-8)
31. Clark D.L., Whitman R.R., Morgan K.A., Mackey S.D. Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean // *GSA Spec. Pap.* 1980. Vol. 181. 57 p.
<https://doi.org/10.1130/SPE181-p1>
32. Coakley B.J., Cochran J.R. Gravity evidence of very thin crust at the Gakkel Ridge (Arctic Ocean) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 162. Is. 1–4. P. 81–95.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00158-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00158-7)
33. Cochran J.R., Kurras G.J., Edwards M.H., Coakley B.J. The Gakkel Ridge: Bathymetry, gravity anomalies, and crustal accretion at extremely slow spreading rates //

- J. Geophys. Res. Solid Earth. 2003. Vol. 108. No. B2. <https://doi.org/10.1029/2002JB001830>
34. Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N. U–Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // *Geol. Magazine*. 2013. Vol. 150. Is. 6. P. 1127–1135. <https://doi.org/10.1017/S0016756813000162>
 35. Døssing A., Hopper J.R., Olesen A.V., Rasmussen T.M., Halpenny J. New aero-gravity results from the Arctic: Linking the latest Cretaceous-early Cenozoic plate kinematics of the North Atlantic and Arctic Ocean: New aero-gravity results, Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. Vol. 14. Is. 10. P. 4044–4065. <https://doi.org/10.1002/ggge.20253>
 36. Døssing 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>
 37. Drachev S.S. Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins. – In: *Arctic Petroleum Geology*. – Ed. by A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stupakova, K. Sørensen, (Geol. Soc. London. Mem. 2011. Vol. 35. Ch. 25). P. 369–394. <https://doi.org/10.1144/M35.25>
 38. Edwards M.H., Kurras G.J., Tolstoy M., Bohnenstiehl D.R., Coakley B.J., Cochran J.R. Evidence of recent volcanic activity on the ultraslow-spreading Gakkel ridge // *Nature*. 2001. Vol. 409. No. 6822. P. 808–812. <https://doi.org/10.1038/35057258>
 39. Estrada S., Henjes-Kunst F., Melcher F., Tessensohn F. Paleocene alkaline volcanism in the Nares Strait region: evidence from volcanic pebbles // *Int. J. Earth Sci.* 2010. Vol. 99. P. 863–890. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0432-6>
 40. Estrada S., Henjes-Kunst F. ^{40}Ar – ^{39}Ar and U–Pb dating of Cretaceous continental rift-related magmatism on the northeast Canadian Arctic margin // *German J. Geosci.* 2013. Vol. 164. P. 107–130. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2013/0005>
 41. Gaedicke C., Weigelt E., Berglar K., Wilfried J., Stein R. New reflection seismic profiles across the southern Amundsen Basin and Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // *EGU General Assembly* 2019. 2019. Vol. 21. No. EGU2019-4929. P. 1.
 42. 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. Vol. 1. P. 1–11. <https://doi.org/10.1007/s41063-015-0006-8>
 43. *Geological Atlas of the Beaufort-Mackenzie area*. – Ed. by J. Dixon, (Geol. Surv. Canada, Min. Natur. Resour. Canada, Miscellaneous Rep. 1996). 173 p.
 44. 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.* 2020. Vol. 206. P. 102839. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.011>
 45. Goldstein S.L., Soffer G., Langmuir C.H., Lehnert K.A., Graham D.W., Michael P.J. Origin of a “Southern Hemisphere” geochemical signature in the Arctic upper mantle // *Nature*. 2008. Vol. 453. No. 7191. P. 89–93. <https://doi.org/10.1038/nature06919>
 46. Grantz A., Scott R.A., Drachev S.S., Moore T.E., Valin Z.C. Sedimentary successions of the Arctic Region (58–64° to 90°N) that may be prospective for hydrocarbons // *Geol. Soc. Londo. Mem.* 2011. Vol. 35. P. 17–37. <https://doi.org/10.1144/M35.2>
 47. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada basins, Arctic Ocean // *Geol. Soc. London. Mem.* 2011. Vol. 35. Ch. 50. P. 771–799. <https://doi.org/10.1144/M35.50>
 48. Helwig J., Kumar N., Emmet P., Dinkelman M.G. Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential // *Geol. Soc. London. Mem.* 2011. Vol. 35. P. 527–543. <https://doi.org/10.1144/M35.35>
 49. Jokat W. Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2003. Vol. 152. Is. 1. P. 185–201. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01839.x>
 50. Jokat W. The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88°N and 80°N // *Geophys. J. Int.* 2005. Vol. 163. Is. 2. P. 698–726. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02786.x>
 51. Jokat W., O’Connor J., Hauff F., Koppers A.A.P., Miggins D.P. Ultraslow Spreading and Volcanism at the Eastern End of Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2019. Vol. 20. Is. 12. P. 6033–6050. <https://doi.org/10.1029/2019GC008297>
 52. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31. Is. 2. P. 1–4. <https://doi.org/10.1029/2003GL018352>
 53. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // *Geophys. J. Int.* 1995. Vol. 122. Is. 2. P. 378–392. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb00532.x>
 54. Kos’ko M., Trufanov G. Middle Cretaceous to Eocene sequences on the New-Siberian islands: an approach to interpret offshore seismic // *Marin. Petrol. Geol.* 2002. Vol. 19. Is. 7. P. 901–919. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00057-0](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00057-0)
 55. Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V., Isakova T.N., Ivanova R.M., Mirolyubova E.S., Rekant P.V., Gusev E.A. Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (eastern Arctic): A study of dredged seafloor material // *J. Geodynam.* 2018. Vol. 120. P. 23–44. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.05.001>
 56. Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Koz’min B.M., Imaeva L.P. Seismicity of the Bering Strait region; evidence for a Bering Block // *Geology*. 1997. Vol. 25. No. 11. P. 979–982.

- [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0979:SOTBSR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0979:SOTBSR>2.3.CO;2)
57. Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J.B., Snow J.E., Goldstein S.L., Graham D.W., Lehnert K., Kurras G., Jokat W., Mühle R., Edmonds H.N. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // *Nature*. 2003. Vol. 423. No. 6943. P. 956–961. <https://doi.org/10.1038/nature01704>
 58. Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T., Sommaruga A., Torsvik T.H. Greenland – Norway separation: A geodynamic model for the North Atlantic // *Norweg. J. Geol.* 2002. Vol. 82. P. 282–299.
 59. Mosher D.C., Shimeld J., Hutchinson D., Chian D., Lebedeva-Ivanova N., Jackson R. Canada Basin Revealed. – In: *Offshore Technology Conference*, (Houston, Texas, USA, 2012. Pap. OTC-23797-MS). <https://doi.org/10.4043/23797-MS>
 60. Mukasa S.B., Andronikov A., Brumley K., Mayer L.A., Armstrong A. Basalts from the Chukchi borderland: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemistry of submarine intraplate lavas dredged from the Western Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2020. Vol. 125. Is. 7. P. 1–41. <https://doi.org/10.1029/2019JB017604>
 61. Piepjohn K., Gosen W. von, Tessensohn F. The Eurekan deformation in the Arctic: an outline // *J. Geol. Soc.* 2016. Vol. 173. Is. 6. P. 1007–1024. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-081>
 62. Piskarev A., Elkina D. Giant caldera in the Arctic Ocean: Evidence of the catastrophic eruptive event // *Sci. Rep.* 2017. Vol. 7. No. 46248. <https://doi.org/10.1038/srep46248>
 63. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2011. Vol. 38. Is. 14. L14607. P. 1–6. <https://doi.org/10.1029/2011GL047953>
 64. Reinhardt L., Estrada S., Andruseit H., Dohrmann R., Piepjohn K., von Gosen W., Davis D.W., Davis B. Altered volcanic ashes in Palaeocene and Eocene sediments of the Eureka Sound Group (Ellesmere Island, Nunavut, Arctic Canada) // *German J. Geosci.* 2013. Vol. 164. Is. 1. P. 131–147. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2013/0004>
 65. Rekant P.V., Gusev E.A. Sediments in the Gakkel Ridge rift zone (Arctic Ocean): structure and history // *Russian Geol. Geophys.* 2016. Vol. 57. Is. 9. P. 1283–1287. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.08.013>
 66. Sauermilch I., Weigelt E., Jokat W. Pre-rift sedimentation of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean at 84°N – A correlation to the complex geologic evolution of the conjugated Kara Sea // *J. Geodynam.* 2018. Vol. 118. P. 49–54. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.05.002>
 67. Schlindwein V., Müller C., Jokat W. Microseismicity of the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean: a pilot study // *Geophys. J. Int.* 2007. Vol. 169. Is. 1. P. 100–112. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03308.x>
 68. Sekretov S.B. Northwestern margin of the East Siberian Sea, Russian Arctic: Seismic stratigraphy, structure of the sedimentary cover and some remarks on the tectonic history // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 339. Is. 3–4. P. 353–371. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00108-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00108-1)
 69. Sekretov S.B. Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasia Basin, Arctic Ocean // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 351. Is. 3. P. 193–243. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00278-5)
 70. Spielhagen R.F., Bonani G., Eisenhauer A., Frank M., Frederichs T., Kassens H., Kubik P.W., Mangini A., Pedersen N.N., Nowaczyk N.R., Schäper S., Stein R., Thiede J., Tiedemann R., Wahsner M. Arctic Ocean evidence for late Quaternary initiation of northern Eurasian ice sheets // *Geology*. 1997. Vol. 25. Is. 9. P. 783–786. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0783:AOEFLQ>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0783:AOEFLQ>2.3.CO;2)
 71. Tahwani M., Udintsev G.V., Bjoerklund K., Caston V.N.D., Faas R.W. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. – (Washington: U.S. Governm. Print. Office, 1976. Vol. XXXVIII). P. 1256. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.38.1976>
 72. Tectonostratigraphic Atlas of the Northeast Atlantic region. – Ed. by J.R. Hopper, T. Funk, M. Stoker, U. Artting, G. Peron-Pinvidic, H. Doornenbal, C. Gaina, (Geol. Surv. Denmark and Greenland (GEUS), 2014). P. 338.
 73. Tegner C., Storey M., Holm P.M., Thorarinsson S.B., Zhao X., Lo C.-H., Knudsen M.F. Magmatism and Eurekan deformation in the High Arctic large igneous province: ^{40}Ar – ^{39}Ar age of Kap Washington group volcanics, North Greenland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 303. Is. 3–4. P. 203–214. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.047>
 74. Tolstoy M., Bohnenstiehl D.R., Edwards M.H., Kurras G.J. Seismic character of volcanic activity at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge // *Geology*. 2001. Vol. 29. Is. 12. P. 1139–1142. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<1139:SCOVAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<1139:SCOVAA>2.0.CO;2)
 75. Trettin H.P., Parrish R.R. Late Cretaceous bimodal magmatism, northern Ellesmere Island: isotopic age and origin // *Canad. J. Earth Sci.* 1987. Vol. 24. Is. 2. P. 257–265. <https://doi.org/10.1139/e87-027>
 76. Trettin H.P., Parrish R.R., Roddick J.C. New U–Pb and ^{40}Ar – ^{39}Ar age determinations from northern Ellesmere and Axel Heiberg islands, Northwest Territories and their significance // *Geol. Surv. Canada*. 1992. No. 92-2. P. 3–30. <https://doi.org/10.4095/134161>
 77. Van Wagoner N.A., Williamson M.-C., Robinson P.T., Gibson I.L. First samples of acoustic basement recovered from the Alpha Ridge, Arctic Ocean: new constraints for the origin of the ridge // *J. Geodynam.* 1986. Vol. 6. Is. 1–4. P. 177–196. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(86\)90038-4](https://doi.org/10.1016/0264-3707(86)90038-4)
 78. Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L. Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 1979. Vol. 84. Is. B3. P. 1071–1089. <https://doi.org/10.1029/JB084iB03p01071>

Model of Formation of the Sedimentary System of the Eurasian Basin of the Arctic Ocean as a Basis for Reconstruction of Its Tectonic Evolution

P. V. Rekant^a, O. V. Petrov^{a,*}, E. A. Gusev^b

^a*Karpinsky All-Russia Geological Research Institute (VSEGEI), bld. 74, Sredny Prosp., 199106 St. Petersburg, Russia*

^b*Gramberg VNIIOkeangeologia, bld. 1, Angliyskiy Ave., 190121 Saint-Petersburg, Russia*

**e-mail: vsmdir@vsegei.ru*

Based on the results of research work of the expeditions “Arctic-2011” and “Arctic-2014”, organized by the Federal Agency for Subsoil Use (Rosnedra), research was carried out, and it contains results of analysis of the structure of the sedimentary cover of the Eurasian basin of the Arctic Ocean. For the first time, for tectonic constructions, the entire array of seismic data was used, including, in addition to domestic, foreign seismic profiles. The results obtained make it possible to reconstruct vast areas of development of the continental lithosphere in the Eurasian basin. Based on the analysis of the structure of the sedimentary cover of the Amundsen Basin, four stages of the geological history of the formation of the sedimentary system of the Eurasian basin of the Arctic Ocean are substantiated. During the first, Cretaceous–Paleocene stage, vast axisymmetric epicontinental paleo-basins of the Amundsen and Nansen basins were formed on the shoulders of the continental rift, which were subsequently separated by spreading of the seabed. Evidence of similar rifting environments of the second half of the Cretaceous is recorded along the entire periphery of the Arctic basin from about Greenland Isl. to the Chukchi uplift. The second (Eocene) spreading stage was characterized by staged accretion of the oceanic crust in the Gakkel Ridge and was accompanied by a gradual expansion of the sedimentary basin up to the modern margins of the Eurasian Basin. The third stage (Oligocene–Miocene) consedimentation subsidence corresponded to the accumulation of a thick undisturbed sedimentary cover throughout the Eurasian Basin, which indicates the cessation of spreading in the Gakkel Ridge and the establishment of a tectonic dormancy regime. Similar situations at this stage are recorded along the entire periphery of the Arctic Basin. The resumption of spreading processes occurred at the fourth (Pliocene–Quaternary) neotectonic stage. As a result of activation of spreading processes in the Norwegian–Greenland Basin, tectonic stresses penetrate into the Eurasian Basin along the axis of the Gakkel Ridge. The distinct morphological division of the Gakkel Ridge into the Siberian and Atlantic segments is explained by the abrupt transfer of tectonic stresses in the North Atlantic, which is also confirmed by the anomalously high tectonic, volcanic and hydrothermal activity of the Gakkel Ridge.

Keywords: Arctic Ocean, Eurasian Basin, Gakkel Ridge, Amundsen Basin, Nansen Basin, sedimentation model, spreading, rift valley, sedimentation basin, tectonic evolution