

УДК 551.3.051:551.24:551.77

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ, ПРИЧИНЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СРЕДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ПЕРЕРЫВА В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ В ПРИПОЛЮСНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА (ПО МАТЕРИАЛАМ БУРЕНИЯ IODP-302-ACEX)

© 2017 г. А. А. Черных^{1,2}, А. А. Крылов^{2,1}

¹Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана
имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, Россия

²Санкт-Петербургский Государственный университет, Институт наук о Земле, Россия
e-mail: andy@vniio.nw.ru

Поступила в редакцию 26.08.2015 г., после доработки 25.10.2015 г.

Работа посвящена анализу длительности и причин возникновения среднекайнозойского перерыва в осадконакоплении в приполюсной части хребта Ломоносова, выявленного при биостратиграфических исследованиях отложений скважин ACEX. Приводятся аргументы против существования длительного перерыва между осадками литологических комплексов 1/5 и 1/6. Хребет Ломоносова закономерно погружался в кайнозой в результате остывания литосферы после рифтогенеза. Однако уровень Северного Ледовитого океана в период его изоляции (49(?)–36.6 млн л.н.) мог быть ниже уровня Мирового океана за счет замедляющегося спрединга в Евразийском бассейне. Кратковременный перерыв в осадконакоплении был вызван открытием пролива Фрама около 36.6 млн л.н. и внедрением промежуточных Атлантических вод, которые могли взаимодействовать с хребтом Ломоносова, приводя к эрозии или ненакоплению частиц на его поверхности.

DOI: 10.7868/S0030157417050094

ВВЕДЕНИЕ

Кайнозойская история развития центральной Арктики до сих пор остается слабо изученной. До появления первых (и единственных на сегодняшний день) скважин, пробуренных в приполюсной части хребта Ломоносова в рамках проекта IODP-302-ACEX (International Ocean Drilling Project – 302 – Arctic Coring Expedition, рис. 1), представления об эволюции Северного Ледовитого океана (СЛО) основывались на результатах геофизических съемок и данных по геологии арктической суши. Интерпретация полученного кернового материала позволила добиться значительного прогресса в понимании основных аспектов геологии и тектоники СЛО. Однако наши знания оказались существенно ограничены после выделения по результатам биостратиграфических исследований длительного перерыва (хиатуса) в осадконакоплении протяженностью 26.2 млн лет, охватывающего интервал 44.4–18.2 млн л.н. [12–14].

Существование столь длительного перерыва возможно лишь при нахождении хребта Ломоносова в мелководных (или даже субаэральных) условиях, что приводит к проблемам при геодинамическом моделировании. Стал накапливаться фактический материал, показывающий

несостоятельность первоначальной трактовки стратиграфического расчленения осадков скважины. Цель настоящей работы заключается в увязке имеющегося фактического материала с моделью нормального пострифтового погружения хребта Ломоносова вследствие остывания его литосферы.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СРЕДНЕКАЙНОЗОЙСКОМ ПЕРЕРЫВЕ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ

Точки для бурения ACEX были выбраны на вершине приполюсной части хребта Ломоносова вдоль сейсмического профиля “AW1-91090” [23] (рис. 1). Всего было пройдено 5 скважин, неравнозначных по глубине и выходу керна [12]. Две из них (M0002 и M0004) были объединены для получения сводного стратиграфического разреза мощностью 428 м, разделенного на четыре литологических комплекса (ЛК, рис. 2). Ниже приведено их краткое описание с использованием возрастной модели, разработанной на основании Os-датирования [40]. Следует отметить, что различия между двумя основными стратиграфическими моделями [13, 40] существуют только в интервале 151.3–299.9 м. Детальное обсуждение

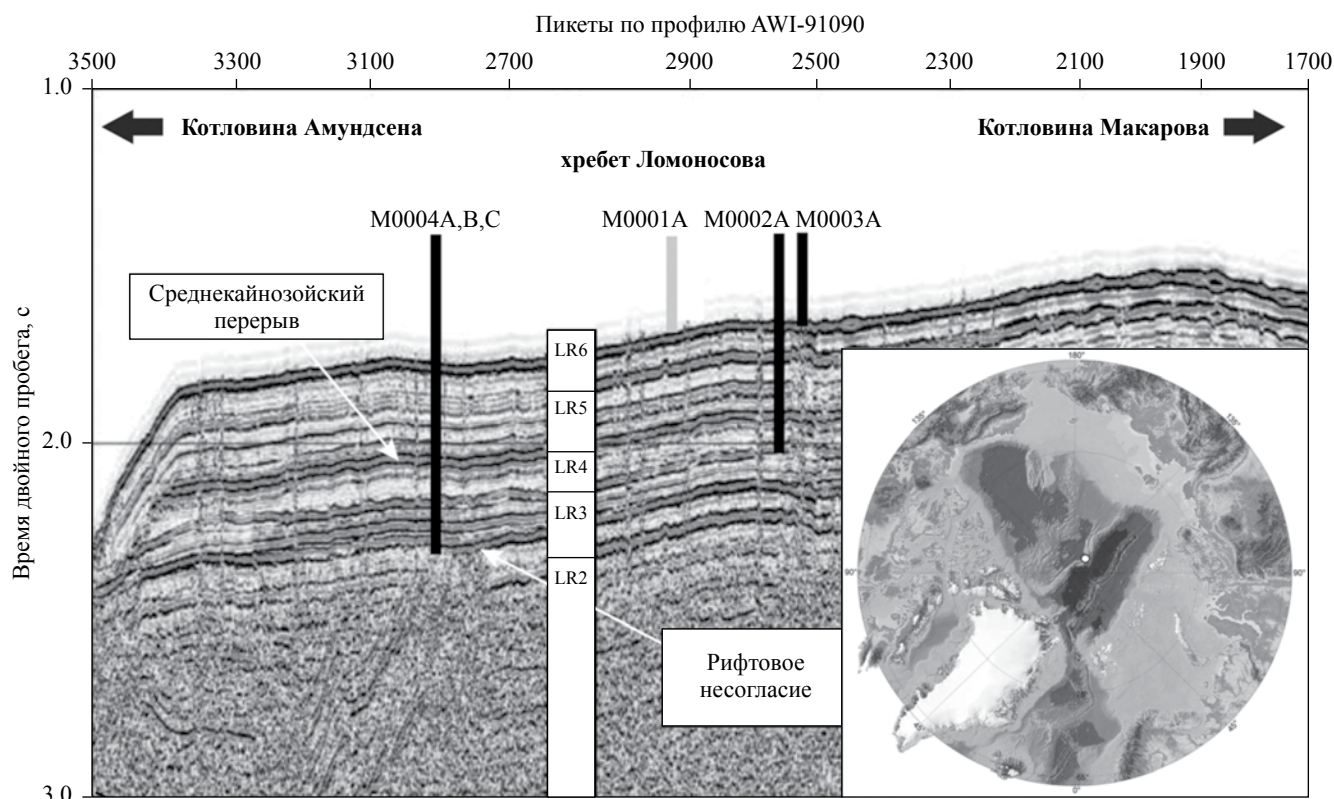


Рис. 1. Положение четырех скважин, пробуренных АСЕХ на хребте Ломоносова вдоль сейсмического профиля AWI-91090 [23]. На временном сейсмическом разрезе: положение среднекайнозойского перерыва, рифтовое несогласие и сейсмокомплексы LR2-LR6, выделенные в [24]. Рисунок заимствован из [36]. На врезке: физико-географическая карта циркумполярной Арктики и участок бурения АСЕХ (белая точка) вблизи северного полюса. Врезка заимствована из [33].

этой проблемы в контексте анализа длительности среднекайнозойского перерыва приведено в следующих разделах работы.

ЛК1 состоит из шести подкомплексов. ЛК1/1 включает от 1.1 до 5.3 м голоценовых – верхнеплейстоценовых осадков, имеющих сильную цветовую полосчатость, типичную для донных отложений центральной части СЛО. ЛК1/2 состоит из 18 м верхнеплейстоценовых отложений, цвет которых меняется от оливково-коричневого в верхней части до темно-коричневого вблизи подошвы. Значительно более мощный (интервал 21.2–168.5 м ниже поверхности дна – мнпд) ЛК1/3 представлен плейстоценовыми – ниже-миоценовыми алевропелитами оливковых, оливково-коричневых, оливково-серых и темно-серых цветов. ЛК1/4 (интервал 168.5–192.9 мнпд) сложен верхне-эоцен – ниже-миоценовыми алевропелитами с линзами песка; цвет отложений коричневый с разными оттенками. ЛК1/5 (интервал 192.9–198.7 мнпд) сложен верхне-эоценовыми (приабонскими) алевропелитами с небольшими песчаными линзами; в нижней половине он

состоит из чередующихся черных и серых слоев (так называемая, “зебра”). Верхне-эоценовый ЛК1/6 (интервал 198.7–223.6 мнпд) на наш взгляд ошибочно отнесен к ЛК-1: генетически и по литологическому составу он ближе к отложениям ЛК-2 и состоит, помимо терригенного материала, из опала-А с небольшим количеством кремнистых организмов. ЛК-2 (223.6–313.6 мнпд) представлен ниже-среднеэоценовыми отложениями, состоящими, главным образом, из кремнистых организмов; причем приблизительно с уровня 285 мнпд вниз по разрезу начинается трансформация опала-А в опал-С/Т (рис. 2) [37]. Осадки ЛК3 (интервал 313.6–404.8 мнпд) представлены терригенными разностями ниже-эоценового – верхне-палеоэоценового возраста. Терригенные отложения ЛК-4 (интервал 424.5–427.7 мнпд) имеют кампанский (возможно, маастрихтский) возраст [2, 13].

Среднекайнозойский перерыв был установлен в скважине М0002 на уровне 198.7 м, соответствующем границе между ЛК1/5 и ЛК1/6 [12, 33]. Возраст нижней границы перерыва был обоснован

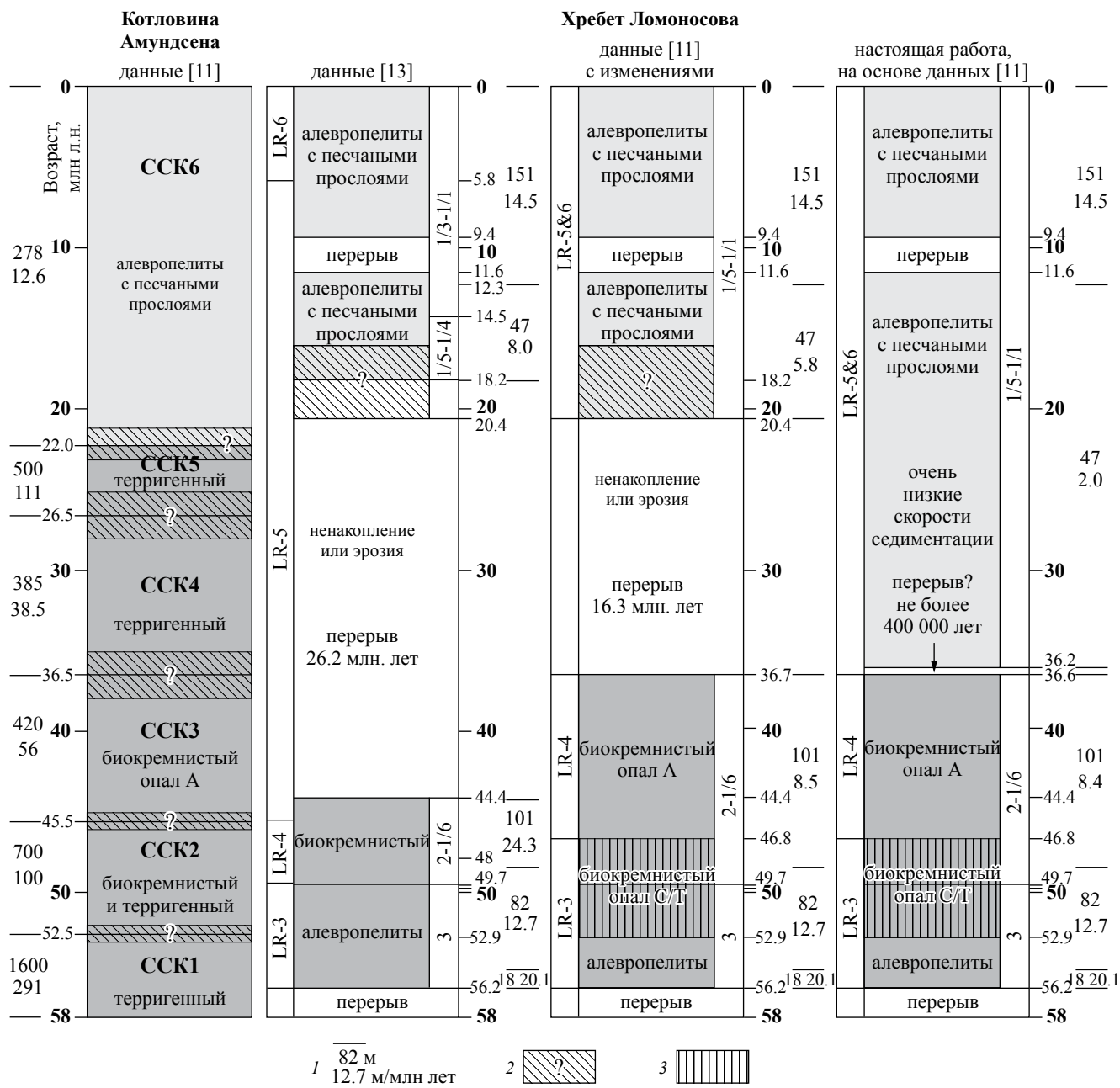


Рис. 2. Корреляция сейсмостратиграфических комплексов в котловине Амундсена (первая колонка) и на хребте Ломоносова (вблизи скважин АСЕХ) на основе трех разных моделей: по [13] – колонка 2, по [11] – колонка 3 и по данным настоящего исследования – колонка 4. Вертикальная ось для колонок – геологическое время в млн л.н. Условные обозначения: 1 – мощность осадков (м) и скорость осадконакопления (м/млн лет) в указанном интервале; 2 – интервал неопределенности в оценке возраста границ; 3 – интервал опала С/Т [37].

последним появлением большого количества динофлагеллат *Phthanoperidinium clithridium* на уровне 202.95 мпд (однако единичные представители этого вида встречались до 201.19 мпд, а, возможно, и выше – вплоть до середины ЛК1/5 [12]) и последним появлением динофлагеллат *Cerodinium depressum* на уровне 209.30 мпд в ЛК1/6 [13]. Эти уровни датируются лютетским ярусом среднего эоцена – 44.6 и 44.9 млн.л. соответственно [12].

Динофлагеллаты присутствуют во всем диапазоне ЛК1/6 и не содержат видов с возрастом от поздней части среднего эоцена до позднего эоцена. С другой стороны, присутствующие в ЛК1/6 диатомеи и силикофлагеллаты указывают на более молодой возраст отложений. Так, первое появление *Coscinodiscus aff. tenerrimus* (203.12 мпд) показывает возраст, соответствующий приабонскому ярусу позднего эоцена – 36.7 млн.л.н. [13].

Отсюда следует, что разница в оценке возраста по *C. aff. tenerrimus* и *P. clithridium* составляет 7.9 млн л. В основу стратиграфической модели палеогеновой части разреза были, тем не менее, положены датировки по динофлагеллатам [13]. Отказ от использования биокремнистых организмов был, вероятно, связан с их недостаточной стратиграфической калибровкой для условий центральной Арктики. Тем не менее с точки зрения биостратиграфии гораздо логичнее устанавливать возраст отложений по первому, а не последнему появлению видов, что, на наш взгляд, должно давать преимущество именно диатомовым водорослям.

Возраст верхней границы перерыва в основании ЛК1/5 обосновывается находкой двух новых видов динофлагеллат *Arcticacysta* (*A. backmanii* и *A. moraniae*), слагающих от 40 до 100% ассоциации [41]. Эти два вида напоминают *Batiacasphaera baculata*, являющуюся показателем бурдигальского яруса (16.0–20.4 млн лет), что позволило условно датировать основание ЛК1/5 как 18.2 млн л.н. (середина бурдигальского времени) [13]. Таким образом, в возрастной оценке верхней границы перерыва существует неопределенность в 4.4 млн лет (рис. 2). Следует отметить недостаточную надежность использования указанных новых видов для уверенной стратиграфической привязки отложений скважины. Каких-либо новых данных, подтверждающих их возраст, на настоящий момент не получено.

Согласно вышеприведенным датировкам, протяженность среднекайнозойского перерыва равна 26.2 млн лет. В дальнейшем мы будем называть эту модель, наиболее полно охарактеризованную в работах [13, 14], “стратиграфической моделью 1”.

Работа Кима и Глезер [3] основана на иной интерпретации первичных микропалеонтологических данных, приведенных в полевом отчете экспедиции АСЕХ [12]. Авторы основывались, главным образом, на анализе распределения динофлагеллат и силикофлагеллат. По их мнению, граница между ЛК1/5 и ЛК1/6 соответствует смене приабонского яруса верхнего эоцена рюпельским ярусом нижнего олигоцена, что исключает наличие значительного перерыва [3]. Они поместили перерыв продолжительностью около 12 млн лет (между нижним олигоценом и средним миоценом) в нижнюю часть ЛК1/3 — на уровень 158 мнпд. Аргументом в пользу данной трактовки является присутствие единичного экземпляра динофлагеллаты *Impagidinium dispertitum*, обитавшей в среднем эоцене — позднем олигоцене, на уровне 159.17 мнпд [3]. Однако авторы полевого отчета АСЕХ уверены в переотложенном характере указанного вида [12]. Интересно, что поблизости (в районе 156.5 мнпд) была обнаружена

отчетливая смена минеральных ассоциаций с “клинопироксен-чернорудной” на “чернорудно-роговообманковую”, что связывалось с первым появлением многолетних льдов в СЛО [27].

Аргументы в пользу значительного сокращения продолжительности среднекайнозойского hiatus были предложены Черных и Крыловым [11] по результатам совместной интерпретации геофизических данных и керна скважин АСЕХ. Авторы предложили уменьшить перерыв до 16.3 млн лет (интервал 36.7–20.4 млн лет, рис. 2, колонка № 3), используя диатомеи *C. aff. tenerrimus* для датирования его нижней границы [11]. Вывод о предпочтительном использовании диатомей при датировании ЛК1/6 был поддержан и другими исследователями [15].

В пользу отсутствия длительного перерыва между ЛК1/5 и ЛК1/6 свидетельствуют результаты датирования отложений изотопами Os [39, 40]. По мнению указанных авторов, перерыв в этом интервале был менее 400 тыс. лет, а граница между ЛК1/5 и ЛК1/6 соответствует приабонскому ярусу позднего эоцена (~36.2–36.6 млн лет), что подтвердило правильность использования биокремнистых организмов (в частности *C. aff. tenerrimus*) для стратиграфического расчленения палеогеновой части разреза. Таким образом, появились серьезные основания для существенного пересмотра возрастной модели отложений скважины АСЕХ и, как следствие, истории развития центральной Арктики. Для удобства мы будем называть эту модель “стратиграфической моделью 2”.

Следует отметить, что любые оценки, предполагающие наличие длительного среднекайнозойского перерыва, являются труднообъяснимым при рассмотрении эволюции центральной Арктики с позиций плейт-тектоники. Действительно, условия ненакопления/эрозии осадков в течение 26.2 (либо 16.3) млн лет могли существовать при нахождении хребта все это время в неритовых (или даже субаэральных) условиях. Эта концепция нашла отражение в многочисленных публикациях о различных аспектах кайнозойской истории СЛО [6, 22, 28, 35, 41, 46]. Однако при остывании континентальной литосферы после ее растяжения хребет Ломоносова должен был закономерно погружаться [32]. Начало погружения рассматриваемой части хребта ниже уровня моря датируется временем 56.2 млн лет, когда появляются отложения над мел-кайнозойским перерывом (рифтовое несогласие — 80–56.2 млн л.н., рис. 2). Исходя из этих позиций, нахождение вершинной части хребта Ломоносова в мелководных обстановках к середине кайнозоя требует объяснения. Рядом исследователей были предприняты попытки примирить указанные противоречия.

Так, например, О’Реган с коллегами [36] предположили, что имела место задержка в погружении хребта, вызванная преобладанием компрессионного тектонического режима в Евразийском бассейне. После его окончания, в миоцене, произошло стремительное (за ~18 млн лет) погружение хребта приблизительно на 1200 м [36]. По сути, данная гипотеза созвучна с моделью “обрушения” центрально-арктических поднятий, ранее предложенной Киселевым с коллегами [4]. Минаковым и Подладчиковым [31] была высказана идея о “всплытии” хребта в пострифтовое время, что и обеспечило существование условий эрозии на его вершине. Затем он также испытал стремительное погружение [31].

В отличие от вышесказанного, в работе [17] длительные неритовые условия ненакопления или эрозии осадков на хребте Ломоносова были объяснены значительным падением (первые сотни метров) уровня изолированного на тот момент океана, происходившем на фоне закономерного погружения хребта Ломоносова. Основная идея заключалась в том, что, как и в случае глобальных изменений уровня Мирового океана, замедляющийся спрединг в Евразийском бассейне (рис. 3) изолированного СЛО мог привести к значительному падению его уровня [17]. Снижение скорости спрединга в Евразийском бассейне фиксируется начиная с ~46 млн л.н. Минимальные скорости устанавливаются в интервале приблизительно 33–23 млн л.н., а затем происходит их увеличение (рис. 3) [1]. Изоляция СЛО началась, вероятно, около 49–50 млн л.н. после закрытия Тургайского пролива [15]. Признаки такой изоляции, завершившейся к началу олигоцена, были установлены, например, по факту присутствия эндемичных видов силикофлагеллят [35] и фораминифер [30], и затем подтверждены изотопными исследованиями [39, 40].

Следует добавить, что результаты детальных геохимических и минералогических исследований керн скважин АСЕХ в окрестностях предполагаемого хиатуса [28] показали существенные различия в составе осадков, расположенных выше и ниже перерыва. Это позволило авторам указанной работы согласиться с наличием продолжительного хиатуса (или, как минимум, отсутствием непрерывного осадконакопления между ЛК1/6 и ЛК1/5). Мы полагаем, что данные исследования позволяют судить лишь о принципиальной возможности перерыва, но не о его длительности.

В недавней публикации [15], посвященной глобальному распространению биокремнистых организмов в эоцене, был предложен еще один перерыв (46–39 млн л.н.), помещаемый между ЛК1/6 и ЛК2 (прямо его местоположение в работе не

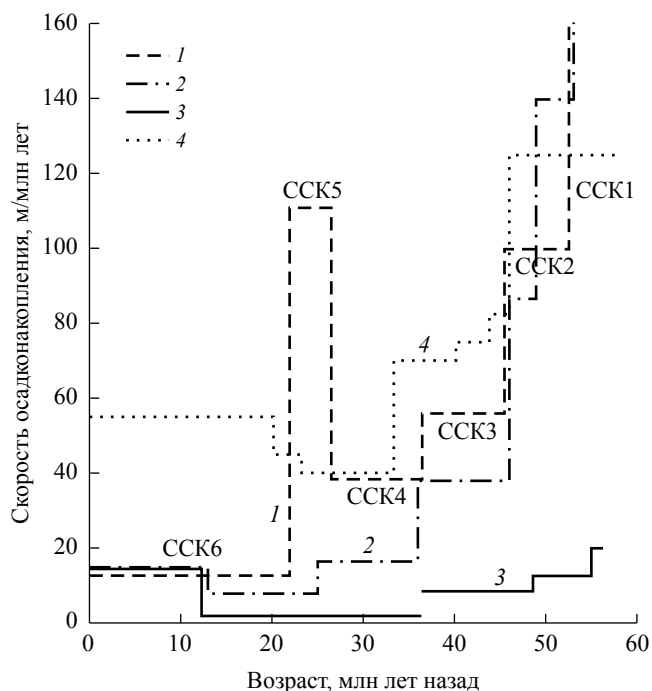


Рис. 3. Сопоставление скоростей осадконакопления (м/млн лет) в котловине Амундсена (1 – по [11]; 2 – по [24]) и на хребте Ломоносова (3, настоящее исследование) со скоростями спрединга в Евразийском бассейне (4 – по [1]) в течение кайнозоя.

оговаривается). Ранее уже приводились аргументы в пользу возможного наличия перерыва между ЛК1/6 и ЛК2 [41]. На наш взгляд, требуется гораздо более серьезный биостратиграфический анализ материалов АСЕХ для подтверждения реальности предложенного хиатуса.

В результате существующей неопределенности, при изучении различных аспектов кайнозойской эволюции СЛО часто приходится учитывать обе наиболее обоснованные возрастные модели [38, 44, 45]; некоторые авторы склоняется в пользу использования “стратиграфической модели 2” (например, [18]), большинство других – “стратиграфической модели 1” [6, 21, 26, 28, 31] и др.). Таким образом, исследование этого вопроса представляется крайне актуальным, попытка приблизиться к его решению и предпринята в настоящей статье.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для решения вопроса о продолжительности среднекайнозойского хиатуса авторы использовали все имеющиеся в наличии данные (как собственные, так и опубликованные ранее): биостратиграфические, геохимические, литологические и геофизические.

Были проанализированы результаты сейсмо-разведки МОВ ОГТ, полученные в ходе экспедиций Арктика-2011 и Арктика-2012 [9]. С их помощью была проверена сеймостратиграфическая модель для центральной части котловины Амундсена, предложенная авторами ранее, согласно которой осадки подразделяются на 6 сейсмокомплексов (ССК) [11]. Возраст сейсмических горизонтов, разделяющих ССК, оценивался по возрасту участков океанического фундамента, где происходит их выклинивание. Датирование фундамента осуществлялось с помощью идентификации и прослеживания полосовых магнитных аномалий. Предполагалось, что данный принцип применим для осадочного чехла Евразийского бассейна в диапазоне возрастов от ~58 до ~22 млн л.н.

В работе использовались результаты исследования литологического состава осадков: данные по распределению пирита во фракции 0.1–0.05 мм и псефитов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Распределение псефитов. Количество псефитов в каждом ЛК показано в таблице 1. Чтобы оценить динамику их накопления был использован коэффициент, показывающий количество псефитового материала в 1 м осадка для каждого ЛК (коэффициент П/М, таблица). Видно, что темпы накопления псефитов резко увеличиваются начиная с ЛК1/5, расположенном выше перерыва, что объясняется активизацией ледового разноса. Аргументы в пользу преимущественно ледового/айсбергового механизма доставки грубого материала в район скважин АСЕХ, начиная с ЛК2, приведены в ряде публикаций [18, 46]. Единственный образец щебня из ЛК3 может иметь как местную, так и привнесенную природу. Псефиты в окружающих хиатус ЛК1/6 и ЛК1/5 представлены кварцитами и кварцевыми песчаниками.

Сеймостратиграфия и скорости осадконакопления. В результате изучения новых сейсмических разрезов МОВ ОГТ [9, 10] авторы пришли к выводу о состоятельности предложенной ими ранее модели сеймостратиграфического расчленения осадочного чехла котловины Амундсена [11]. Несмотря на тот факт, что характеристики сейсмических реперов, выделенных прежде на разрезах, построенных на базе точечных зондирований МОВ в ходе дрейфа станций “Северный полюс”, отличаются от таковых на полноценных разрезах МОВ ОГТ, соответствующие им по уровню рефлекторы могут быть прослежены во всей восточной части котловины Амундсена. При этом везде их возраст, оцениваемый по вышеописанной

методике, укладывается в доверительные интервалы, указанные на ранее опубликованной модели [11]. Эта сеймостратиграфическая модель представлена в виде колонки № 1 на рис. 2. Слева от колонки указаны приблизительные мощности ССК, рассчитанные с учетом осредненных интервальных скоростей, а также скорости осадконакопления в метрах/млн л.

Следующие три колонки на рис. 2 относятся к хребту Ломоносова.

Колонка № 2 построена по данным работы [13]. Она отображает упрощенную литологию сводной скважины, пробуренной АСЕХ, и построена с использованием “стратиграфической модели 1”. Справа от колонки № 2 указаны мощности вскрытых ЛК и скорости осадконакопления. Все-го в разрезе скважины присутствуют три перерыва. Обсуждаемый среднекайнозойский перерыв охватывает временной интервал 44.4–18.2 млн л.н. по модели указанных авторов.

Колонка № 3 представляет собой модификацию колонки № 2, опубликованную в работе [11]. На основании комплексного анализа геолого-геофизических данных среднекайнозойский перерыв был уменьшен до 16.3 млн лет. Справа от колонки № 3 также указаны мощности ЛК и скорости осадконакопления, изменившиеся с учетом иных оценок границ перерыва.

Колонка № 4 также является модификацией колонки № 2, но с учетом “стратиграфической модели 2”, в которой среднекайнозойский перерыв составляет менее 400 тыс. лет.

Сопоставление графиков скоростей седиментогенеза на хребте Ломоносова (по колонке № 3 из рис. 2) и в котловине Амундсена (два варианта – по данным [11] и [24] – колонка № 1 на рис. 2), а также скоростей спрединга в течение кайнозоя по данным [1] демонстрирует рис. 3.

На рис. 4 показаны графики скоростей осадконакопления на хребте Ломоносова близ точки бурения скважины АСЕХ, построенные на основе вышеописанных трех вариантов колонок. Скорости различны лишь для комплексов выше и ниже предполагаемого среднекайнозойского перерыва.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

С нашей точки зрения, геодинамические модели, пытающиеся объяснить мелководные условия на хребте Ломоносова задержкой его погружения [36], либо “всплытием” [31], вряд ли состоятельны. Действительно, все доступные на настоящий момент сейсмические разрезы МОВ ОГТ, полученные на хребте Ломоносова и смежных с ним структурах [9, 10, 23–26] и др.) не обнаруживают

следов значительной тектонической активности во второй половине кайнозоя (например, [25, 26]). Признаков активной тектоники этого времени нет на границах хребта ни с котловинами Амундсена, Подводников и Макарова, ни с континентальным шельфом Евразии, ни даже между отдельными (по структуре фундамента) блоками хребта. Оligоцен-четвертичные комплексы осадочного чехла имеют облегающий монотонный характер, свидетельствующий о своем формировании в спокойных тектонических условиях.

Результаты Os-датирования осадков скважины АСЕХ (“стратиграфическая модель 2” [40]) дали новые факты для построения моделей эволюции СЛО. Во-первых, было подтверждено предположение [11] о более молодом возрасте нижней границы перерыва – 36.7 млн.лет (36.6 Ма с учетом данных изотопии Os). Действительно, согласно “стратиграфической модели 1” [13], перед перерывом на хребте Ломоносова происходит почти двукратное увеличение скоростей осадконакопления, что выглядит по меньшей мере странно (рис. 2, 4), тем более с учетом низких темпов седиментации в эоцене в циркумарктическом поясе [8]. С нашей точки зрения, этому событию должен был предшествовать скорее обратный процесс, что и следует из модели, отображенной на рис. 4. Падение скоростей осадконакопления на хребте Ломоносова и в центральной части котловины Амундсена было общим трендом и связано, главным образом, с удалением от них источников сноса при раскрытии Евразийского бассейна (рис. 3).

Во-вторых, результаты Os-датирования показали, что длительность среднекайнозойского перерыва составляла менее 400 тыс. лет [40]. С учетом этой оценки построена колонка № 4 на рис. 2, где осадконакопление на хребте Ломоносова восстанавливается после перерыва, начиная с 36.2 млн лет, и последующие ~25 млн лет осуществляется с минимальными скоростями (в среднем – 2 м/млн лет). Таким образом, если данная модель верна, то вместо существующей ранее проблемы труднообъяснимого среднекайнозойского перерыва протяженностью 26 млн лет остается необходимость найти причины, которые привели к относительно кратковременному интервалу ненакопления или эрозии осадков на хребте.

Следствием перерывов в осадконакоплении может быть эрозия осадков, иногда весьма существенная по своему масштабу. Размыв сопровождается преимущественным выносом тонкого алевро-пелитового материала, сложенного в основном глинистыми минералами и минералами легкой подфракции (кварц, полевые шпаты). Однако, если глинистый материал консолидирован,

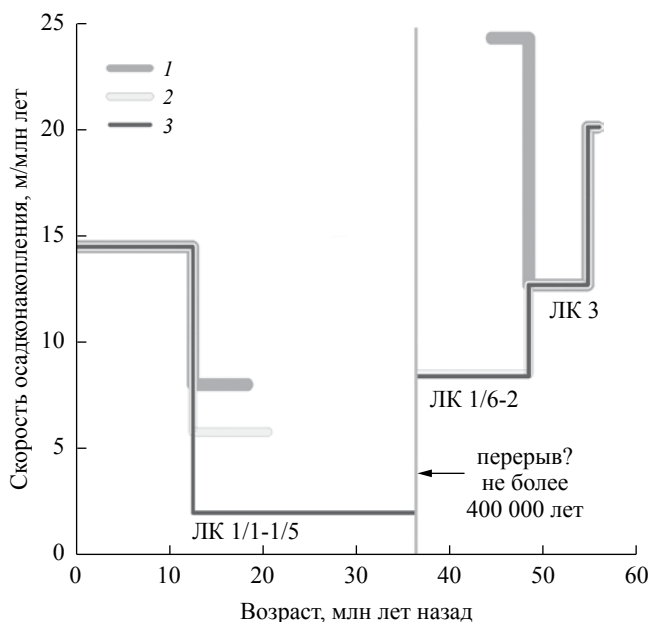


Рис. 4. Скорости осадконакопления на вершине хребта Ломоносова в районе бурения АСЕХ: 1 – по [13]; 2 – по [11]; 3 – по результатам исследования.

его размыв может быть осуществлен лишь при значительных скоростях придонных течений, величина которых должна превышать скорости, необходимые для выноса песчаных осадков (что следует из диаграммы Хьюльстрема ([34] и др.)). Собственно песчаные осадки, содержащие более 50% частиц песчаной размерности, на вершинах хребтов центральной Арктики практически отсутствуют. В интервалах, накопленных в периоды дегляциации, повсеместно наблюдается общее огрубление гранулометрического спектра отложений, однако песчаная фракция, как правило, все равно содержится лишь в виде примеси (иногда значительной) к преобладающим алевро-глинистым частицам ([5, 7, 43] и др.). Песчаные прослои появляются обычно на склонах, где активны гравитационные (турбидитные) потоки ([5] и др.); также предполагается наличие контуритов у подножий склонов [7].

Перерывы, особенно кратковременные, не обязательно сопровождаются эрозией и могут быть связаны с простым ненакоплением осадков. Это происходит, если течения препятствуют отложению частиц на дно, но не являются достаточно интенсивными для размыва накопленных ранее осадков. Оба варианта (с эрозией и без), как правило, сопровождаются уплотнением донных отложений и формированием окисленных корок/прослоев. Действительно, терригенные или биогенные частички не будут осаждаться на вершине хребта лишь при активной гидродинамике,

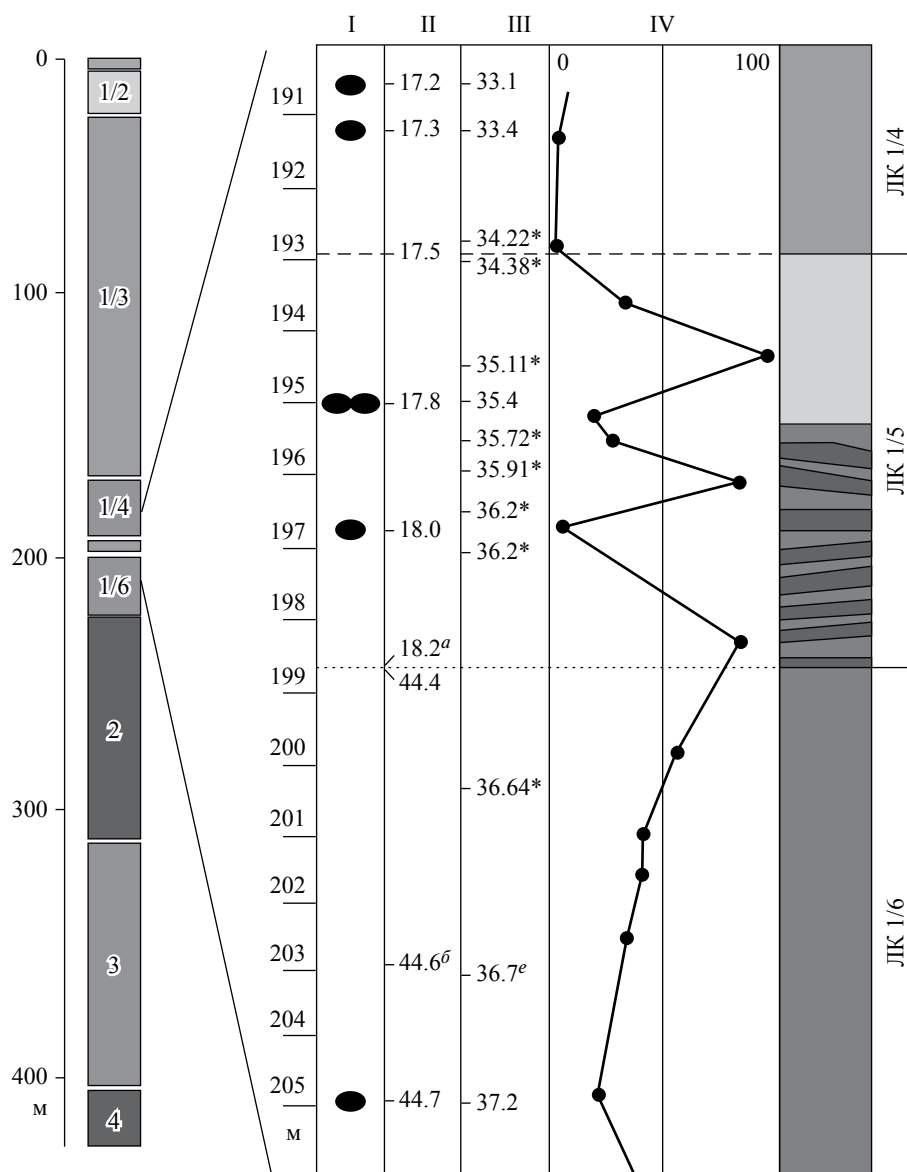


Рис. 5. Распределение псефитового материала в районе среднекайнозойского перерыва: I – положение псефитов в разрезе; II – возраст в млн л.н. согласно “стратиграфической модели 1”; III – возраст в млн л.н. согласно “стратиграфической модели 2”; IV – распределение пирита в тяжелой фракции (0.1–0.05 мм) в%. Датировки, подчеркнутые и выделенные курсивом, получены по данным биостратиграфии (а – середина Бурдигальского яруса, б – последнее многочисленное появление *Ph. clithridium*, в – первое появление *C. aff. tenerrimus* [13]) и Os-датирования – звездочки у цифр [40]. Остальные цифры получены экстраполяцией. Точечная линия – положение среднекайнозойского перерыва между ЛК 1/5 и ЛК 1/6. Пунктирная линия – граница между ЛК 1/5 и ЛК 1/4.

которая, в свою очередь, исключает стагнацию в придонном слое. Представляется крайне маловероятным, что в течение 26 млн лет могло происходить лишь ненакопление осадков, без эрозии дна. Если же эрозия имела место, то осадки должны были в той или иной степени обогатиться грубозернистым материалом или терригенными минералами тяжелой фракции. Преобладание аутигенного пирита в тяжелой фракции осадков ЛК1/6 (17.3–86.6%, среднее 54.5%) косвенно

свидетельствует в пользу вялой гидродинамики в придонном слое. Существенные колебания содержания пирита в ЛК1/5 (слой “зебра”, 5.7–96.8%, среднее 50.4%; рис. 5) являются следствием становления системы течений после открытия пролива Фрама, в результате чего начали поступать (в “пульсирующем” режиме [22]) обогащенные кислородом атлантические воды. Что касается терригенных тяжелых минералов, то четкий пик в распределении оксидов железа на границе

Мощности литологических комплексов (ЛК), количество псефитов в ЛК и значения коэффициента П/М

Литологический комплекс	Мощность литологических комплексов, м	Количество псефитов	П/М
1/1	M0003A: 1.1	1	0.91
	M0004C: 5.29	3	0.57
1/2	M0003A: 13.9	2	0.14
	M0004C: 18.3	1	0.05
	M0004A: 4.68*	3	0.64
1/3	147.3	25	0.17
1/4	24.4	8	0.33
1/5	5.2	3	0.58
1/6	22.1	2	0.09
2	93.3	3	0.03
3	91.2	1	0.01

* Скважина M0004A прошла только часть ЛК1/2, поэтому коэффициент П/М завышен.

между ЛК1/6 и ЛК1/5 [18] свидетельствует о принципиальной возможности перерыва, однако, о его продолжительности по этим данным, конечно же, судить сложно.

В качественном решении вопроса длительности перерыва может помочь анализ распределения псефитового материала (таблица, рис. 5). Непосредственно в районе хиатуса псефиты не были обнаружены. Ближайшие к нему образцы располагаются на 1.97 м выше (ЛК1/5) и на 6.8 м ниже (ЛК1/6) границы ЛК1/5–ЛК1/6 (рис. 5). В случае, если бы перерыв в осадконакоплении действительно длился 26 млн лет и захватывал олигоцен, известный общим похолоданием климата [49] и, предположительно, оледенениями [48], то псефитовый материал обязательно должен был быть сконцентрирован на границе ЛК1/5–ЛК1/6 за счет более интенсивного привноса льдами/айсбергами (при похолодании климата), а также эрозии/ненакопления тонкого алевропелитового материала. Однако этого не наблюдается. Данный факт является серьезным аргументом в пользу небольшой длительности перерыва, что отвечает “стратиграфической модели 2”.

Осадки ЛК1/5 начали накапливаться в позднем эоцене (приабонское время), около 36.2 млн л.н. [40]. Таким образом, открытие пролива Фрама началось не 17.5 млн л.н. [22], а 36.6 млн л.н. [40], что предполагалось еще до публикации результатов бурения АСЕХ. Факт наличия континентальной рифтовой зоны между плато Моррис Джесуп и Ермак ко времени ~33–35 млн л.н. (магнитохрон С13) подтверждается результатами идентификации полосовых магнитных аномалий в этой части Евразийского бассейна [1, 16]. Следствием открытия пролива явилось резкое изменение гидрологического режима, вызванное внедрением атлантических вод. Они должны были

следовать ниже менее плотных арктических вод. Значительная гидродинамическая активизация привела к относительно быстрой смене бескислородных восстановленных придонных вод, преобладавших в СЛО в эоцене, хорошо аэрированными водами. В результате “столкновения” атлантических вод с хребтом Ломоносова на его вершине произошел непродолжительный (менее 400 тыс. лет (по [40]) размыв (или ненакопление) осадков. Чередование окисленных и восстановленных слоев в нижней половине ЛК1/5 (слой “зебра”) свидетельствует о нестабильности гидрологического режима и, возможно, сопровождалось формированием множества непродолжительных перерывов на контактах между слоями [41]. В СЛО среди участков, подверженных эрозионным процессам, оказались вершинные части хребтов и поднятий, их склоновые и присклоновые части. Свидетельства эрозии на уровне среднекайнозойского перерыва обнаруживаются на разрезах МОВ ОГТ, полученных в глубоководной части океана (например, [25]). Кроме того, трансформация гидрологического режима привела к моментальному изменению вещественного (химического и минерального) состава поступающего на дно осадочного материала [28, 41].

Таким образом, для объяснения причины непродолжительного размыва осадков на границе ЛК1/5 и ЛК1/6 совершенно не обязательно привлекать мелководные (неритовые) условия, труднообъяснимые с учетом вышеизложенных фактов. Тем не менее с учетом свидетельств изоляции СЛО в интервале времени приблизительно 49–36.6 млн л.н. ([15, 30, 35, 40] и др.), можно предположить, что его уровень был ниже уровня Мирового океана за счет того, что площадь Евразийского бассейна увеличивалась в результате спрединга. Величина погружения рассматриваемой части

хребта Ломоносова при остывании литосферы ко времени ~36 млн л.н. составила ~700 м [32], однако в реальности, глубина СЛО здесь могла оказаться существенно меньше. На настоящий момент недостаточно фактических данных для надежной проверки данной гипотезы.

О тренде увеличения уровня СЛО, начиная приблизительно с олигоцена (после кратковременного хиатуса), свидетельствует рост проградационных комплексов на разрезах МОВ ОГТ, пересекающих континентальный склон Восточно-Арктической окраины ([21, 42] и др.). В интервале приблизительно 34–23 млн л.н. скорости спрединга в Евразийском бассейне [1], равно как и во всей Северной Атлантике [19] – были минимальны (рис. 3). Это было время замедления спрединга в планетарном масштабе и, в его апогее, на рубеже руппельского-хаттского времени (28.4 Ма) началась глобальная регрессия [20, 29, 47]. При сейсмостратиграфическом анализе чехла котловины Амундсена был выделен ССК5, накопившийся с высокой скоростью (~110 м/Ма), предположительно, в интервале ~28–21 Ма (рис. 2, 3) [11]. По времени это близко соответствует указанной глобальной регрессии и может свидетельствовать в пользу единства Северного Ледовитого и Мирового океанов к тому моменту.

После установления связи с Мировым океаном 36.2 млн л.н., скорости осадконакопления на вершине хребта Ломоносова в районе бурения АСЕХ, были минимальны (рис. 2, колонка № 4). В результате похолодания климата [49] и изменения гидродинамики на обсуждаемом рубеже, биокремнистый тип седиментогенеза сменился терригенным и его интенсивность стала определяться общими законами седиментогенеза: удаленностью от источников сноса, интенсивностью ледового режима, доступностью материала в областях сноса (для захвата льдами либо течениями), активной/спокойной тектоникой, глубиной положения вершины СЛО ниже уровня моря и т.д.

Увеличение скоростей осадконакопления последние ~10 млн лет назад (рис. 2, 4) при продолжающемся погружении хребта Ломоносова и постепенном похолодании климата связано с разными факторами, важнейшим среди которых можно назвать усиление роли ледового разноса.

ВЫВОДЫ

В результате проделанной работы авторы пришли к следующим выводам.

1) Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал подтверждает гипотезу об отсутствии в районе бурения АСЕХ длительного перерыва в среднем кайнозое

продолжительностью 26 млн лет; продолжительность хиатуса была значительно более короткой и составляла менее 400 тыс. лет согласно “стратиграфической модели 2”.

2) Вероятной причиной данного перерыва, главным образом, является начало активного поступления атлантических вод через пролив Фрама около 36.6 млн л.н., следовавших под менее плотными арктическими водами. При столкновении с хребтом Ломоносова могли происходить эрозионные процессы, либо ненакопление осадков. Следует также отметить возможный низкий уровень вод СЛО в период его изоляции (49–36.6 млн л.н.) вследствие замедления спрединга в Евразийском бассейне.

3) Наличие непродолжительного перерыва в осадконакоплении в среднем кайнозое согласуется с “классической” плейт-тектонической моделью закономерного пострифтового погружения хребта Ломоносова.

Работа была частично поддержана грантом Российско-Германской лаборатории Полярных и морских исследований им. О.Ю. Шмидта (OSL-15-12).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н. и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.
2. Деревянко Л.Г., Гусев Е.А., Крылов А.А. Палинологическая характеристика меловых отложений хребта Ломоносова // Проб. Арктики и Антарктики. 2009. № 2. С. 78–84.
3. Ким Б. И., Глезер З.И. Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 63–83.
4. Киселев Ю.Г. Глубинная геология Арктического бассейна. М.: Недра, 1986. 224 с.
5. Крылов А.А., Шилов В.В., Андреева И.А., Мирюлова Е.С. Стратиграфия и условия накопления верхнечетвертичных осадков северной части поднятия Менделеева (Амеразийский бассейн Северного Ледовитого океана) // Проб. Арктики и Антарктики. 2011. № 2 (88). С. 7–22.
6. Куприн П.Н. Разрез отложений и некоторые аспекты кайнозойской геологической истории Хребта Ломоносова в Северном Ледовитом океане // Отечественная геология. 2012. Т. 2. С. 72–83.

7. Левитан М.А., Сыромятников К.В., Кузьмина Т.Г. Некоторые литолого-геохимические особенности современной и четвертичной седиментации в Северном Ледовитом океане // Геохимия. 2012. № 7. С. 627–643.
8. Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Фациальная структура, количественные параметры и условия накопления мезозойско-кайнозойских отложений в Циркумарктическом поясе. Сообщение 2. Мел-палеоген // Геохимия. 2015. № 5. С. 418–438.
9. Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области центрально-арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. Т. 53. С. 34–55.
10. Посёлов 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. № 12. С. 1662–1680.
11. Черных А.А., Крылов А.А. Седиментогенез в котловине Амундсена в свете геофизических данных и материалов бурения ACEX (IODP-302) // Докл. РАН. 2011. Т. 440. № 4. С. 516–520.
12. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A. Proceedings IODP 302. Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc., Edinburgh, 2006. Doi: 10.2204/iodp.proc.302.2006.
13. Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // Paleooceanography. 2008. V. 23. PA1S03. Doi:10.1029/2007PA001476.
14. Backman J., Moran K. Expanding the Cenozoic paleoceanographic record in the Central Arctic Ocean: IODP Expedition 302 Synthesis // Cent. Eur. J. Geosci. 2009. V. 1(2). P. 157–175.
15. Barron J.A., Stickley C.E., Bukry D. Paleooceanographic and paleoclimatic constraints on the global Eocene diatom and silicoflagellate record // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. 2015. V. 442. P. 85–100.
16. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A. et al. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // Geology. 2003. V. 31. P. 825–828.
17. Chernykh A., Krylov A. Cenozoic Evolution of the Amundsen Basin and the Lomonosov Ridge (North Pole region) from Analysis of Geophysical Data and Results of ACEX (IODP-302) // Geophys. Inst. Report UAG-R-335, 2012, Compilers: D.B. Stone, J.G. Clough, D.K. Thurston, University of Alaska, Fairbanks, Alaska.
18. Darby D.A. Ephemeral formation of perennial sea ice in the Arctic Ocean during the middle Eocene // Nature Geoscience. 2014. V. 7. P. 210–213.
19. Glebovsky V., Kaminsky V., Minakov A., Chernyh A. Cenozoic Evolution of the Eurasia Basin Based from Analysis of Potential Field and Bathymetry Data // Abstracts of AAPG 3P Arctic Conference and Exhibition, 2009. Article #90096.
20. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
21. Hegewald A., Jokat W. Relative sea level variations in the Chukchi region – Arctic Ocean – since the late Eocene // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 1–5.
22. Jakobsson M., Backman J., Rudels B. et al. The early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean // Nature. 2007. V. 447. P. 986–990.
23. Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T. ARCTIC’91: Lomonosov Ridge – A double sided continental margin // Geology. 1992. V. 20. P. 887–890.
24. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y. et al. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. J. Int. 1995. V. 122. P. 378–392.
25. Jokat W. The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88N and 80N // Geophys. J. Int. 2005. V. 163. P. 698–726.
26. Jokat W., Ickrath M., O’Connor J. Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40(19). P. 5047–5051.
27. Krylov A. A., Andreeva I. A., Vogt C. et al. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean // Paleooceanography. 2008. V. 23. PA1S06. P. 1–10.
28. Marz Ch., Vogt Ch., Schnetger B., Brumsack H-J. Variable Eocene-Miocene sedimentation processes and bottom water redox conditions in the Central Arctic Ocean (IODP Expedition 302) // Earth and Planetary Science Lett. 2011. V. 310. P. 526–537.
29. McCann T. (ed.) The geology of central Europe: Mesozoic and Cenozoic // The Geol. Soc. of London, 2008. V. 2. P. 749–1449.
30. McNeil D.H. Tertiary marine events of the Beaufort-Mckenzie Basin and correlation of Oligocene to Pliocene marine outcrops in Arctic North America // Arctic. 1990. V. 43. № 4. P. 301–313.
31. Minakov A., Podladchikov Yu. Tectonic subsidence of the Lomonosov Ridge // Geology. 2012. G32445.1.
32. Moore T.C. and the Expedition 302 Scientists. Sedimentation and subsidence history of the Lomonosov

- Ridge, in Arctic Coring Expedition (ACEX) // Proc. Integr. Ocean Drill. Program. 2006. V. 302. P. 1–7.
33. Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic paleoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. V. 441(7093). P. 601–605.
 34. Nichols G. Sedimentology and stratigraphy. Wiley-Blackwell, 2009. 432 p.
 35. Onodera J., Takahashi K., Jordan R.W. Eocene silicoflagellate and ebridian paleoceanography in the central Arctic Ocean // Paleoceanography. 2008. V. 23. PA1S15.
 36. O'Regan M., Moran K., Backman J. et al. Mid-Cenozoic tectonic and paleoenvironmental setting of the central Arctic Ocean // Paleoceanography. 2008. V. 23. PA1S20.
 37. O'Regan M., Moran K., Baxter C.D.P. et al. Towards ground truthing exploration in the central Arctic Ocean: a Cenozoic compaction history from the Lomonosov Ridge // Basin Res. 2010. V. 22 (2). P. 215–235.
 38. O'Regan M. Late Cenozoic Paleocyanography of the Central Arctic Ocean // IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2011. V. 14. Article 012002.
 39. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Os-isotope insights into major environmental changes of the Arctic Ocean during the Cenozoic // Geophys. Res. Lett. 2009. V. 36. L11602.
 40. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L14607.
 41. Sangiorgi F., Brumsack H-J. et al. A 26 million year gap in the central Arctic record at the Greenhouse-Icehouse transition: Looking for clues // Paleoceanography. 2008. V. 23. PA1S04.
 42. Sekretov 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. V. 339. P. 353–383.
 43. Spielhagen R., Baumann K-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history // Quaternary Science Rev. 2004. V. 23. P. 1455–1483.
 44. Stein R., Fahl K., Muller J. Proxy Reconstruction of Cenozoic Arctic Ocean Sea-Ice History – from IRD to IP25 // Polarforschung. 2012. V. 82 (1). P. 37–71.
 45. Stein R., Weller P., Backman J. et al. Cenozoic Arctic Ocean Climate History: Some Highlights from the Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition // Earth and Life Processes Discovered from Subseafloor Environments – A Decade of Science Achieved by the Integrated Ocean Drilling Program (IODP). Developments in Marine Geology. 2014. V. 7. P. 259–293.
 46. St. John K. Cenozoic ice-rafting history of the central Arctic Ocean: terrigenous sands on the Lomonosov Ridge // Paleoceanography. 2008. V. 23. PA1S05. P. 1–12.
 47. Vail P.R., Mitchum J.R.M., Thompson S. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level // Seismic Stratigraphy – Application to Hydrocarbon Exploration / Ed. Payton C. E. AAPG Memoris 26. 1977. P. 49–212.
 48. Van Simaey S., Brinkhuis H., Pross J. et al. Arctic dinoflagellate migrations mark the strongest Oligocene glaciations // Geology. 2005. V. 33 (9). P. 709–712.
 49. Zachos J., Pagain M., Sloan L. et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present // Science. 2001. V. 292. P. 686–691.

Duration, Causes and Geodynamic Significance of the Mid-Cenozoic Hiatus in Sedimentation at the Near-Pole Part of the Lomonosov Ridge (Based on IODP-302-ACEX Data)

A. A. Chernykh, A. A. Krylov

The paper is devoted to the analysis of duration and causes of the mid-Cenozoic hiatus in the sediments of the Lomonosov Ridge, which was found by biostratigraphic research of boreholes drilled by ACEX near the North Pole. Arguments against existence of long-time hiatus between lithological units 1/5 and 1/6 are presented. The Lomonosov Ridge subsided naturally in the Cenozoic due to lithosphere cooling after a rifting. But the sea level in the Arctic Ocean during isolation time (?49–36.6 Ma) could be lower than one in the World Ocean because spreading in the Eurasia Basin decelerated at the same time. Short-time hiatus in the sediments occurred owing to the Fram Strait opening at 36.6 Ma and intervention of intermediate North Atlantic waters into the Arctic Ocean, which could interact with the Lomonosov Ridge causing erosion or non-deposition of particles on its top surface.