

УДК 551.7:551.352.

DOI: 10.30758/0555-2648-2018-64-2-182-199

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ПАЛЕООКЕАНОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПСЕФИТОВОГО МАТЕРИАЛА ИЗ МЕЛОВЫХ-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПОЛЮСНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА

А.А. КРЫЛОВ^{1,2,3}, Е.А. ГУСЕВ¹, Е.С. МИРОЛЮБОВА¹, А.А. ЧЕРНЫХ^{1,2}*

¹ — ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И.С. Грамберга» (ФГБУ «ВНИИОкеангеология»), Санкт-Петербург, Россия

² — Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

³ — ФГБУН Лимнологический институт СО РАН, Иркутск, Россия

*akrylow@gmail.com

GEOLOGICAL AND PALEOOCEANOLOGICAL SIGNIFICANCE OF PSEPHITE FROM THE CRETACEOUS-CENOZOIC DEPOSITS FROM THE NEAR-POLE PART OF THE LOMONOSOV RIDGE

*A.A. KRYLOV^{*1,2,3}, E.A. GUSEV¹, E.S. MIROLUBOVA¹, A.A. CHERNYKH^{1,2}*

¹ — FSBI «All-Russian Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the World Ocean» named after academician I.S. Gramberg (FSBI “VNIIOkeangeologia”), St. Petersburg, Russia

² — Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

³ — Limnological Institute Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia

*akrylow@gmail.com

Received June, 01, 2018

Accepted June, 29, 2018

Keywords: Arctic Ocean, ice rafting, Lomonosov Ridge, paleo-trans-polar drift system, psephites.

Summary

The article gives a characteristic of the psephitic material obtained in the IODP-302 well on the Lomonosov Ridge. We provide data on the shape of rock fragments, their roundness, petrographic composition and distribution over lithological units of the well. It is shown that the major part of the psephites was delivered to the drilling point with ice, but several samples have a local origin and characterize the composition of the Mesozoic rocks. The roundness of the psephites consistently deteriorates in the younger enclosing sediments. The paper presents arguments that link this trend

Citation: Krylov A.A., Gusev E.A., Mirolubova E.S., Chernykh A.A. Geological and paleoceanological significance of psephite from the cretaceous-cenozoic deposits from the near-pole part of the Lomonosov ridge. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Arctic and Antarctic Research. 2018, 64 (2): 182–199. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2018-64-2-182-199.

with the intensification of the ice regime. The consequence of the ice cover increase is the shortening of the time of psephites occurrence in the wave-surf zone, where large-sized material is rounding, by activating the “anchor” mechanism of the rock fragments capture. The level of change in petrographic associations of psephites generally coincides with the level of change in the association of heavy minerals, which is a consequence of the appearance of more distant sources areas. It is shown that the “paleo–trans–polar” ice drift system began to function in the middle Miocene. The paper draws conclusions about the evolution of the ice regime in the Arctic Ocean during the Cenozoic.

Поступила 1 июня 2018 г.

Принята к печати 29 июня 2018 г.

Ключевые слова: ледовый разнос, палео-трансполярный ледовый дрейф, Северный Ледовитый океан, хребет Ломоносова, псефиты.

Дается характеристика псефитового материала, полученного при бурении скважины IODP-302 на хребте Ломоносова. Приводятся данные о форме обломков, их окатанности, петрографическому составу и распределению по литостратиграфическим комплексам скважины. Показано, что основная часть грубозернистых обломков была доставлена к точке бурения льдами, однако несколько образцов имеют местное происхождение и характеризуют состав мезозойских пород. Окатанность псефитов закономерно ухудшается с омоложением вмещающих отложений. В работе приведены аргументы, связывающие эту тенденцию с усилением ледового режима. Следствием увеличения ледовитости является сокращение времени нахождения псефитов в волно-прибойной зоне, в которой происходит окатывание крупномерного материала, за счет активизации якорного захвата обломков пород. Изменение петрографических ассоциаций псефитов в целом совпадает с изменением ассоциаций тяжелых минералов, что является следствием появления более дальних источников сноса. Показано, что палео-трансполярная система ледового дрейфа начала функционировать в среднем миоцене. Сделаны выводы об особенностях эволюции ледового режима в Северном Ледовитом океане в кайнозойское время.

ВВЕДЕНИЕ

Первое глубоководное бурение в центральной части Северного Ледовитого океана (СЛО) состоялось в 2004 г. в рамках международной экспедиции IODP-302, проект ACEX (Arctic Coring Expedition). До этого момента все модели геологического строения Арктического бассейна основывались на результатах геофизических исследований, данных геологии окружающей суши, материалах глубоководного бурения в Норвежско-Гренландском бассейне и четырех коротких грунтовых колонках, поднявших эоценовые, кампанские и маастрихтские отложения на хребте Альфа в экспедициях CESAR и ледового острова Т-3 [1, 2]. В итоге успешно проведенного бурения в приполюсной части хребта Ломоносова был получен уникальный керновый материал, позволяющий в значительной степени восполнить пробелы в знаниях о геологическом развитии СЛО. Благодаря этим данным были существенно уточнены представления о кайнозойской эволюции центральной части Арктического бассейна.

В настоящей работе приведены новые данные о распределении крупномерного псефитового материала в разрезах скважин, пробуренных в указанной экспедиции, его петрографическом составе и результатах морфометрического анализа. Актуальность этих исследований определяется прежде всего повышенным вниманием геологов к проблеме происхождения крупномерных обломков. Видимое содержание донно-каменного материала (ДКМ), как правило, увеличивается в пределах положительных морфоструктур СЛО, что приводит многих исследователей к попыткам поисков источников ДКМ среди локальных выходов на морском дне коренных пород. Как будет показано ниже, практически все образцы, изученные нами, были достав-

лены к точке бурения в гребневой части хребта Ломоносова льдами/айсбергами. Это позволяет использовать их в качестве маркера ледового разноса, своеобразного «ледового фона», относительно которого может быть выделен ДКМ местного происхождения.

Кайнозойская история ледового режима СЛО — другая важнейшая проблема, решению которой может помочь изучение псефитового материала. На сегодняшний день фиксируется значительное сокращение количества льдов в Центральной Арктике [3, 4]. Многочисленные климатические модели предсказывают прогрессивное уменьшение морских льдов в будущем [5], однако существует неопределенность в понимании интенсивности этого процесса [6]. Проблемы с прогнозированием, очевидно, обусловлены тем, что ученые учитывают не все факторы, влияющие на современные флуктуации климата. Информация о ледовом режиме в геологическом прошлом должна, безусловно, анализироваться при определении причин наблюдаемых сейчас изменений. В геологической летописи кайнозоя существовали интервалы, аналогичные современным климатическим условиям. При этом все колебания ледового режима были связаны исключительно с природными факторами, что важно как для корректной оценки значимости антропогенного влияния на климат в настоящее время, так и для моделирования изменений температуры в будущем.

Несмотря на то, что время появления первых сезонных и паковых льдов в Центральной Арктике обсуждалось в ряде публикаций, подготовленных по результатам изучения образцов из скважин АСЕХ [7–15], данный вопрос остается предметом дискуссий. Псефитовый материал важен для решения указанной проблемы.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Точки для бурения были выбраны на вершине приполюсной части хребта Ломоносова вдоль сейсмического профиля «AWI-91090» (рис. 1). Всего было пройдено 5 скважин, неравнозначных по глубине и выходу керна [16]. Расстояние между ними не превышало нескольких миль.

В первой точке 302-M0001 удалось поднять лишь пять метров грунта. Из-за ухудшения ледовой обстановки было принято решение перейти на новое место, в котором пробурили скважину 302-M0002 глубиной 271,69 м; работа была прекращена в связи с тяжелыми ледовыми условиями. В точке 302-M0003 оборудование отказало на глубине 15 м. Скважина 302-M0004А была остановлена на уровне 428 м после предположительного внедрения в породы «акустического фундамента», причем в интервале 27–265 м керн не отбирался. Рядом, в точке 302-M0004В были опробованы два коротких интервала. Последнюю скважину 302-M0004С пробурили с целью получения плио-плейстоценового разреза с высоким разрешением. На основании детального изучения керна из скважин M0002А и M0004А был составлен сводный разрез мощностью 428 м [1, 16].

Всего из отложений извлекли 58 обломков крупнее 0,5 см. Обломки меньшего размера не были включены в наше исследование, поскольку их петрографическая характеристика, как правило, менее информативна, что снижает их ценность в качестве пород-маркеров областей сноса. При этом ранее проведенный анализ гравийно-дресвяных (2–10 мм) обломков, отобранных в СЛО [17–19 и др.], безусловно, важен для более точной характеристики интенсивности ледового/айсбергового разноса и стратиграфической привязки этих событий.

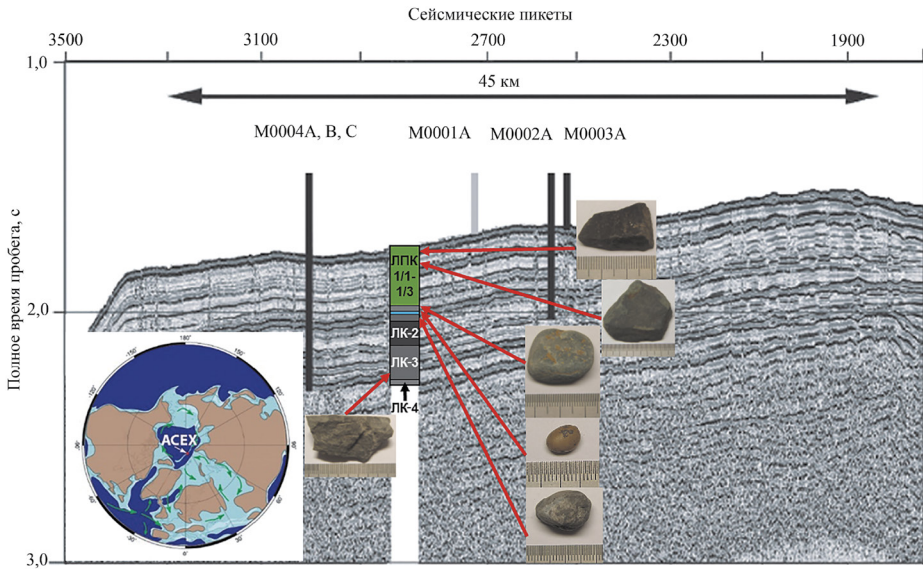


Рис. 1. Местоположение скважин ACEX-IODP-302 вдоль сейсмического профиля AWI-91090 [16]. На врезке показана палеореконструкция для Северного Ледовитого океана на 50 млн лет назад [16]. Приведены фотографии типичных образцов псефитов и их положение в разрезе. Сокращения: ЛПК — литологический подкомплекс; ЛК — литологический комплекс. На литостратиграфической колонке не обозначены ЛПК 1/4, ЛПК 1/5 и ЛПК 1/6

Fig. 1. Location of the ACEX-IODP-302 boreholes along seismic line AWI-91090 [16]. The inset shows the paleoreconstruction for the Arctic Ocean for 50 million years ago [16]. Photos of typical samples of psammites and their position in the section are shown. Abbreviations: LPK — lithological subunit; LK — lithological unit. LPK 1/4, LPK 1/5 and LPK 1/6 are not marked on the lithostratigraphic column

При исследовании псефитового материала из скважины ACEX мы производили измерения по трем взаимно-перпендикулярным осям ($A \geq B \geq C$) и рассчитывали отношения B/A (степень удлинения) и C/B (степень уплощения) для характеристики сферичности (формы) образцов по известному методу Т. Цингга (1935). Данная классификация, вероятно, до сих пор является наиболее простой, понятной и логичной системой, в которой псефиты по своей форме разделяются на четыре класса: 1 — дисковидные/таблитчатые, 2 — округлые/изометричные, 3 — цилиндрические/удлиненные и 4 — пластинчатые/уплощенно-удлиненные. Иногда образцы занимают промежуточное положение между классами, например 1–2. Границы между классами проводятся по отношению осей, равному $2/3$.

Окатанность псефитового материала определялась визуально с помощью известных трафаретов, привязанных к коэффициентам Ваделла и Хабакова [20]. С помощью коэффициентов Г. Ваделла окатанность оценивалась более детально (от 0,11 до 0,90), тогда как у А.В. Хабакова выделяется только пять градаций (баллов). Исходя из этого, форма обломков классифицируется следующим образом (баллы Хабакова/коэффициенты Ваделла): 0/0,11–0,20 — неокатанные, остроугольные; 1/0,21–0,40 — угловатые или ребристые с заметной потертостью ребер, но с полностью сохраненной исходной огранкой; 2/0,41–0,60 — полуокатанные, сохранившие, несмотря на окатанность, первоначальную

неправильную огранку; III/0,61–0,80 — хорошо окатанные, не имеющие острых углов и ребер, довольно правильно и равномерно обточенные; сохранились лишь следы начальной огранки; IV/0,81–0,90 — отлично окатанные, с полностью криволинейной сглаженной поверхностью, с лепешковидной, роликовидной или сфероидальной формой [20].

Название исследованных нами пород дано по результатам оптического исследования шлифов либо визуального определения слагающих их минералов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Стратиграфия отложений. На сегодняшний день существуют две альтернативные стратиграфические модели для отложений, вскрытых скважинами АСЕХ. «Стратиграфическая модель-1» основана на сочетании биостратиграфии по динофлагелатам и распределении изотопа ^{10}Be [1]. Согласно этой модели в разрезе фиксируется перерыв в осадконакоплении протяженностью 26,2 млн лет (18,2–44,4 млн лет назад). В «Стратиграфической модели-2» используется Os-датирование, подтверждаемое в целом данными по распределению диатомовых водорослей [21]. Длительность среднекайнозойского перерыва при этом составляет менее 400 тыс. лет. Расхождение между указанными моделями существует только в интервале 151,28–299,95 метров ниже поверхности дна (мнпд), что соответствует возрастному диапазону 12,31–48,6 млн лет. Мы полагаем, что «модель-2» является более обоснованной [22].

Распределение псефитового материала по разрезу. Псефитовый материал неравномерно распространен по разрезу (см. таблицу), хотя и присутствует в каждом из четырех литологических комплексов (ЛК), выделенных во время детального

Таблица

Значения коэффициентов Ваделла, мощность литологических комплексов (ЛК) и подкомплексов (ЛПК), количество псефитов в ЛК и ЛПК, значения коэффициента П/М

ЛК и ЛПК	Окатанность (коэффициент Ваделла)			Мощность ЛК и ЛПК, м	Количество псефитов***	П/М****
	Минимум– Максимум	Среднее	Количество*			
1/1	0,25–0,46	0,32	4	M0003A: 1,1 M0004C: 5,29	1 3	0,91 0,57
1/2	0,11–0,22	0,17	4	M0003A: 13,9 M0004C: 18,3 M0004A: 4,68**	2 1 3	0,14 0,05 0,64
1/3	0,11–0,76	0,30	20	147,3	25	0,17
1/4	0,21–0,80	0,47	7	24,4	8	0,33
1/5	0,35–0,56	0,45	2	5,2	3	0,58
1/6	0,55–0,62	0,58	2	22,1	2	0,09
2	0,35	–	1	93,3	3	0,03
3	0,15	–	1	91,2	1	0,01
4	0,15–0,26	0,20	2	–	–	–

Примечания. * — количество псефитов, в которых была оценена окатанность, меньше общего числа образцов, поскольку некоторые из них оказались недоступными после опробования керна на другие виды анализов; ** — скважина M0004A прошла только часть ЛПК–1/2; *** — без аутигенных конкреций (сидерит и пирит); **** — псефит/метр — количество псефитов на 1 метр осадка в конкретных ЛК и ЛПК

описания керна скважин [16]. Наиболее мощный ЛК-1 разделен на шесть подкомплексов (ЛПК). Ниже приведено краткое описание ЛК с использованием «Стратиграфической модели-2».

ЛПК-1/1 включает от 1,1 м (скважина М0003А) до 5,3 м (скважина М0004С) голоценовых — верхнеплейстоценовых алевропелитовых осадков, имеющих сильную цветовую полосчатость, типичную для донных отложений центральной части СЛО; из него отобрано 4 образца псефитов. ЛПК-1/2 состоит из 15–18 м верхнеплейстоценовых алевропелитов, цвет которых меняется от оливково-коричневого в верхней части до темно-коричневого вблизи подошвы (6 образцов псефитов). Значительно более мощный (в интервале 21,2–168,5 мнпд) ЛПК-1/3 представлен плейстоценовыми — ниже-миоценовыми алевропелитами оливковых, оливково-коричневых, оливково-серых и темно-серых цветов (27 образцов псефитов, два из которых — аутигенные конкреции). ЛПК-1/4 (168,5–192,9 мнпд) сложен коричневыми с разными оттенками алевропелитами с линзами песка; возраст отложений главным образом олигоценый, включая низы раннего миоцена и верхи приабонского яруса позднего эоцена (9 образцов псефитов, один из которых — железистая конкреция). ЛПК-1/5 (192,9–198,1 мнпд), так называемый слой «зебра», сложен приабонскими алевропелитами с небольшими песчаными линзами (3 образца псефитов). Позднеэоценовый ЛПК-1/6 (198,1–220,2 мнпд), на наш взгляд, ошибочно отнесен к ЛК-1: генетически и по литологическому составу он ближе к ЛК-2 и состоит в значительной степени из опала-А с небольшим количеством кремнистых организмов (2 образца псефитов).

ЛК-2 (220,2–313,5 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. Отсюда отобраны три образца псефитов, расположенных в непосредственной близости друг к другу: 238,1 мнпд, 238,77 мнпд и 240,41 мнпд. Осадки ЛК-3 (313,6–404,8 мнпд) представлены терригенными разностями раннеэоценового — позднепалеоэоценового возраста (1 образец псефитовой размерности). На уровне 404,8–424,5 мнпд керн поднять не удалось.

Терригенные отложения ЛК-4 (424,5–427,7 мнпд) имеют кампанский (возможно, маастрихтский) возраст [16, 23]. В интервале 424,5–424,83 мнпд — это пелитовый песчаник (возможно, миктит) серого цвета, сцементированный за счет глинистой примеси, плотный, но крошащийся (отобран 1 образец псефитовой размерности); в осадке наблюдаются включения мелких пиритовых конкреций. В промежутке 424,83–426,6 мнпд керн отсутствовал. На уровне 426,6–427,43 мнпд отложения представлены песчаной глиной, зеленовато-коричневой, в целом пластичной, с включениями пиритовых конкреций. В основании разреза (427,43–427,66 мнпд) расположен песчаник с глинистым цементом, «сухой», легко крошащийся, цвет темно-серый до коричневого (1 образец псефитовой размерности).

Интенсивность накопления псефитового материала. В таблице и на рис. 2 приведен параметр, показывающий количество псефитового материала (без учета аутигенных конкреций) на 1 метр разреза для каждого ЛК — коэффициент П/М. С его помощью можно судить об интенсивности поставки грубообломочного материала. Максимальная величина П/М наблюдается в ЛПК-1/1 и варьирует от 0,57 до 0,91. В ЛПК-1/2 П/М снижается до 0,05–0,14; значение 0,64 в скважине М0004А, очевидно, объясняется неполным вскрытием осадков ЛПК-1/2, так как отбор керна здесь на-

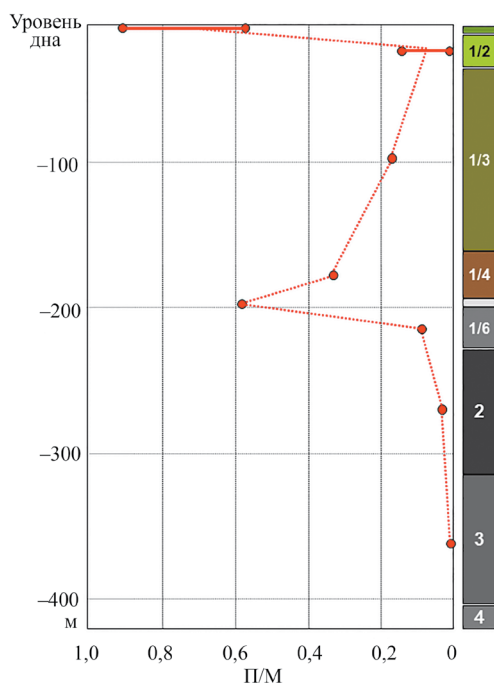


Рис. 2. Интенсивность накопления псефитов (значения коэффициента П/М) в ЛК и ЛПК скважин АСЕХ-IODP-302

Fig. 2. Intensity of psephites accumulation (values of the P/M coefficient) in the LK and LPK of the АСЕХ-IODP-302 wells

чался только с 17 м. В ЛПК-1/3 коэффициент П/М равен 0,17. В ЛПК-1/4 и 1/5 значения П/М увеличиваются до 0,33 и 0,58 соответственно и потом, вниз по разрезу, резко снижаются до 0,09 в ЛПК-1/6, 0,03 в ЛК-2 и 0,01 в ЛК-3, что свидетельствует о значительном уменьшении поставки псефитов ниже ЛПК-1/5.

Форма (сферичность) псефитового материала. Согласно классификации Цингга, наибольшее количество образцов тяготеет к дисковидным либо округлым формам — классы 1 (11 образцов) и 2 (15 образцов) соответственно, а 2 образца попадают на границу между ними — 1–2. Классы 3 (цилиндрические/удлиненные) и 4 (пластинчатые/уплощенно-удлиненные) представлены всего 3 и 7 образцами соответственно, а 5 образцов занимают граничное положение — 3–4. Таким образом, удлиненная форма не типична для псефитов скважин АСЕХ.

Окатанность псефитового материала. В целом окатанность изученных обломков (без учета конкреций) низкая. В системе Хабакова это в основном неокатанные (0 баллов, 12 образцов) и плохо окатанные (1 балл, 18 образцов) разности, тогда как полуокатанных (2 балла) обломков всего 8, а хорошо окатанных (3 балла) — 5. Коэффициенты Ваделла имеют более широкую вариабельность: от 0,11–0,12 (наихудшая окатанность в выветрелом базальте и сланце из уровней 10,35 и 94,47 мнпд соответственно) до 0,79–0,80 (максимальная окатанность в кварците со 190,5 мнпд). Степень окатанности изученных псефитов хорошо видна на фотографиях, представленных на рис. 1. Отмечается в целом закономерное ухудшение окатанности

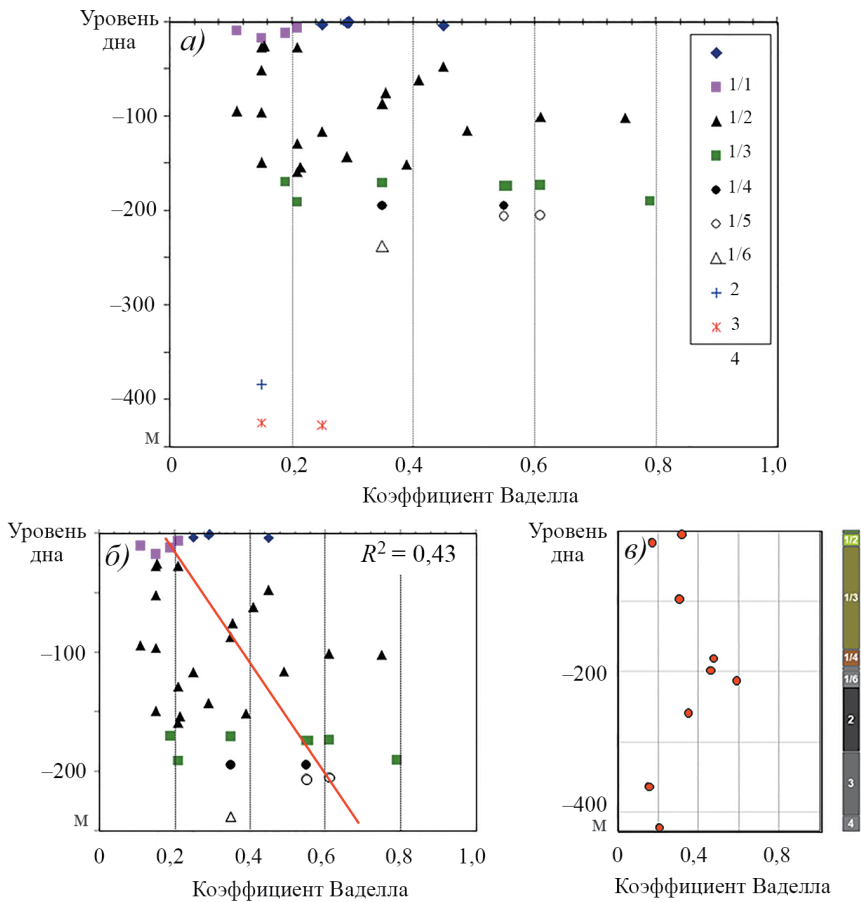


Рис. 3. Распределение значений коэффициента Ваделла в псефитовом материале по разрезу скважин ACEX-IODP-302. Величины по горизонтальной оси: 0–0,20 — неокатанный, остроугольный; 0,21–0,40 — угловатый или ребристый; 0,41–0,60 — полуокатанный; 0,61–0,80 — хорошо окатанный; 0,81–0,90 — отлично окатанный.

а) — значения коэффициента Ваделла в псефитовом материале в литологических комплексах (ЛК). На врезке показаны условные обозначения для ЛК; б) — зависимость степени окатанности псефитового материала от глубины его залегания в осадках ЛК-1 и ЛК-2. Условные обозначения показаны на врезке к рис. 3а; в) — средние значения коэффициента Ваделла в ЛК и ЛПК

Fig. 3. Distribution of the Wadell coefficient values in the psephitic material from the ACEX-IODP-302 well section. Values on the horizontal axis: 0–0,20 — non-rounded; 0,21–0,40 — angular; 0,41–0,60 — subrounded; 0,61–0,80 — well-rounded; 0,81–0,90 — perfectly rounded.

а) — values of the Wadell coefficient in the psephitic material in lithological units (LU). The sidebar shows the symbols for the LU; б) — dependence of the roundness degree of the psephitic material on the depth of its occurrence in the sediments of LU-1 and LU-2. The notation is shown in the inset to Fig. 3a; в) — average values of the Wadell coefficient in LU and LSU

обломков от ЛПК-1/6 к ЛПК-1/1 (рис. 3). Наилучшая окатанность встречена у образцов из ЛПК-1/4, хотя в нем же попадаются и неокатанные обломки (см. таблицу). В целом с этим показателем согласуется сферичность (форма) псефитов, которая ближе к изометричной у более окатанных образцов.

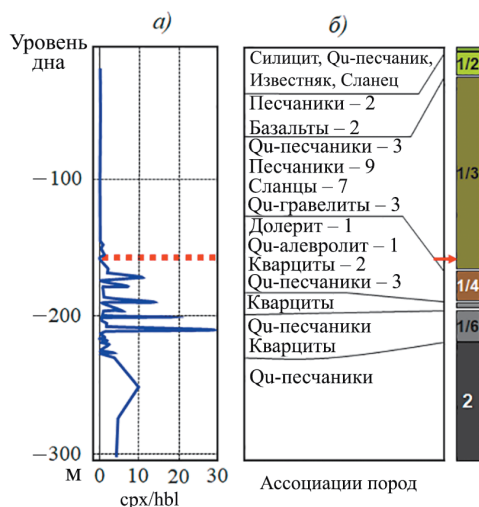


Рис. 4. Минеральные и петрографические ассоциации в сводном разрезе скважины ACEX-IODP-302.

а) — отношение клинопироксенов (срх) к моноклиным амфиболам (hbl). Пунктирная линия показывает уровень, на котором клинопироксен-доминирующая ассоциация тяжелых минералов (ниже) сменилась роговообманково-доминирующей ассоциацией (выше) [11]; б) — петрография псефитового материала. Красная стрелка показывает уровень смены «кварц-доминирующих» пород на «смешанную» ассоциацию пород

Fig. 4. Mineral and petrographic associations in the composite section of the ACEX-IODP-302 well.

а) — the ratio of clinopyroxenes (cpx) to monoclinic amphiboles (hbl). The dashed line shows the level at which the clinopyroxene-dominant association of heavy minerals (below) has been replaced by the hornblende-dominant association (above) [11]; б) — petrography of the psephtic material. The red arrow indicates the level of change of “quartz-dominant” rocks to the “mixed” association of rocks

Петрография псефитового материала. По составу образцы представлены главным образом кварцевыми песчаниками (рис. 4). Также встречены кремневая порода (ЛПК-1/1), базальт (ЛПК-1/2), кварцевый гравелит (ЛПК-1/3), сланцы (ЛПК-1/3), алевролиты (ЛПК-1/4, ЛК-4), долерит (ЛПК-1/4), кварциты (ЛПК-1/4 – ЛПК-1/6). Четыре образца имеют, вероятнее всего, аутигенную природу: три сидеритовые конкреции неправильной формы с примесью кварца и полевых шпатов с мелкопесчаными сферосидеритами (ЛПК-1/3), и железистая (?) конкреция (ЛПК-1/4). Присутствие сидеритов в разрезе скважины во фракции 0,05–0,1 мм отмечалось нами ранее [11]. Был обоснован их аутигенный генезис за счет диагенеза органического вещества [24]. В нижней части разреза встречаются аутигенные пиритовые конкреции [16].

Одним из важнейших достижений экспедиции ACEX явилось опробование мезозойских пород хребта Ломоносова и получение kernового материала, позволяющего охарактеризовать его стратиграфические соотношения с перекрывающимися кайнозойскими отложениями. Возраст ЛК-4 был определен по микропалеонтологическим данным как кампанский, что предполагало наличие в основании кайнозоя длительного перерыва [1]. Однако более поздние палинологические исследования показали присутствие в ЛК-4 маастрихтских форм, что указывает на вероятность лишь кратковременного размыва в самых низах палеоцена [23].

Для петрографических исследований нами были получены два образца из ЛК-4. Один из них — 41X-1 — мелкозернистый граувакковый песчаник (средний

размер зерен 0,1–0,2 мм) с кремнисто-карбонатным цементом. Порода пористая, слабощементированная. Обломочная часть представлена субугловатыми, иногда в различной степени окатанными зернами кварца с ровным прямым, очень редко блочным угасанием. Чуть меньше половины обломочной части — хорошо окатанные обломки витрокластических туфов и кремня, раскристаллизованного до микрокварцитов. Встречаются редкие зерна плагиоклаза, микроклина и слюдисто-кремниевых микросланцев. Некоторые зерна кварца имеют ромбическую форму, характерную для кварца из кислых эффузивов. Цемент островной и пленочно-крустификационный, по составу — карбонатный (доломит, возможно, со стяжениями сидерита), пропитанный кремнекислотой.

Второй образец — 42-СС — алевролит с глинисто-кремниевым цементом, массивный. Обломочная часть представлена преимущественно кварцем, неокатанным, угловатым, размером 0,02–0,05 мм, единичные зерна до 0,2 мм. Встречаются редкие зерна плагиоклаза, чешуйки слюд, кремниевая (окремненная?) органика. Заметны фрагменты похожие на растительные волокна, замещенные аморфной кремнекислотой. Цементирующая масса — глинисто-кремниевая, интенсивно пиритизирована.

Следует отметить, что для изучения нам были доступны только 47 образцов из 58, поэтому приведенные выше морфометрические и петрографические характеристики псефитов могут быть не вполне точными статистически, хотя все тренды, безусловно, соответствуют действительности.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Появление первых сезонных льдов. Учитывая положение скважин в вершинной зоне хребта Ломоносова и наличие выдержанного «плаща» кайнозойских осадков мощностью более 400 м, сложно представить иной источник крупномерных обломков помимо их ледового/айсбергового разноса, по меньшей мере для верхних 300–350 метров разреза. Это подтверждают имеющиеся сейсмические данные, показывающие отсутствие выходов пород акустического фундамента в окрестностях пробуренных скважин. Два образца, отобранные из основания скважины (ЛК-4), интерпретируются как представители местного коренного ложа. Также вполне вероятно местная природа песчаника из ЛК-3, найденного в непосредственной близости от палеоцен-эоценовой границы (на уровне 385,19 мпд, что соответствует возрасту 55,2 млн лет). В пользу этого свидетельствуют теплый климат и, как следствие, малая вероятность присутствия льдов, а также небольшая мощность накопленных на тот момент синокеанических отложений. С другой стороны, нельзя полностью отрицать теоретическую возможность кратковременного похолодания и эпизодического появления сезонных льдов. По крайней мере, распределение песчаной фракции с целью реконструкции ледового разноса было изучено только в верхних 274 метрах разреза АСЕХ [14]. Однако для доказательства этой гипотезы необходимы дополнительные данные. Альтернативным механизмом доставки указанного образца может являться привнос в корнях деревьев.

В почти стометровом «биокремнистом» ЛК-2 обнаружено всего три обломка псефитовой размерности, что свидетельствует о крайне незначительном количестве льдов в эоценовое время. Самый «древний» из них, найденный на уровне 240,4 мпд, интерпретируется всеми в качестве маркера появления первых сезонных льдов в Арктике [25] около 41,4 млн лет назад, если исходить из «Стратиграфической модели-2» [21]. Эти данные согласуются с результатами детальных исследований песчаных

зерен (> 250 мкм) и зависимых ото льда диатомовых *Synedropsis spp.*, которые появились на уровне 260,3 мнпд [13], что соответствует возрасту около 43,8 млн лет в рамках «модели-2». Незначительные содержания менее крупной фракции размером 150–250 мкм фиксировались в разрезе чуть раньше, начиная с уровня 273,25 мнпд (45,4 млн лет — «модель-2»). Основное количество псефитового материала сосредоточено в терригенном ЛК–1, в его верхних четырех подкомплексах (таблица 1), что однозначно свидетельствует об усилении интенсивности ледового режима.

Переинтерпретация данных скважины 913 (ODP), пробуренной в Гренландском море, также показала наличие там перенесенного льдами обломочного материала еще в эоценовых отложениях, начиная с 44 млн лет назад [26].

Первые паковые льды. Существует мнение [8], что первые паковые льды в СЛЮ появились уже в среднем эоцене (около 47 млн лет назад согласно «Стратиграфической модели-1») или около 44 млн лет назад согласно «Стратиграфической модели-2»). Данная гипотеза не подтверждается результатами исследований палеотемператур (C37:4 алкеноны), согласно которым в среднем эоцене могли существовать только сезонные льды [2]. После изучения скоростей доставки терригенных минералов от возможных областей сноса к точке бурения (составляющих меньше или больше одного года) и характеристики распределения минералов тяжелой фракции по разрезу были опубликованы предположения о появлении многолетних льдов в среднем миоцене: 13 млн лет назад [11] (соответствует 15,1 млн лет назад в рамках «Стратиграфической модели-2») или 14 млн лет [7]. Свидетельства общего похолодания в среднем миоцене приводились и в других работах [27–29]. Версия о более позднем возникновении паковых льдов основана на данных о преобладании сезонного покрова и о наличии «чистой воды» в некоторые интервалы плиоцена [12, 30, 31] и миоцена [31, 32]. Это, однако, не исключает возможности эпизодического появления многолетних льдов в отдельные интервалы неогена или частичного покрова ими СЛЮ, как, например, в настоящее время. Использование современных скоростей дрейфа для более древних геологических интервалов вызвало критику, основанную на результатах моделирования палеоскоростей перемещения льдов, существенно увеличивавшихся при потеплении климата [33]. Не вдаваясь в детали этой модели и не обсуждая ее надежность, хотелось бы отметить, что первые сезонные льды появились в среднем эоцене, значительно более теплом периоде, по сравнению со средним миоценом. Казалось бы, скорости ледового дрейфа в эоцене должны быть выше. Однако ассоциация тяжелых минералов в миоценовых осадках разреза АСЕХ, типичная для более удаленных источников сноса (восток моря Лаптевых — Восточно-Сибирское море), отсутствует в эоценовых отложениях, для которых характерна ассоциация из относительно близких областей (регион Карского моря и западной части моря Лаптевых) [11]. Поэтому мы считаем, что модель палеоскоростей ледового дрейфа [33] требует дополнительной проверки, а причиной указанной смены «ближних» источников сноса на «дальние» 13 млн лет назад [11] (или 15,1 млн лет назад в рамках «Стратиграфической модели-2») для скважины АСЕХ могло быть начало функционирования древней системы палеотрансполярного ледового дрейфа, зарождавшейся в восточно-арктических морях и включающей паковые льды. В качестве тестирования данной гипотезы нами использовался терригенный материал псефитовой размерности.

Было установлено, что при переходе от ЛПК-1/4 к ЛПК-1/3 происходит изменение петрографических ассоциаций псефитов: в интервале ЛК-2 – ЛПК-1/4 — это

кварцевые песчаники и кварциты, а в интервале ЛПК-1/3 – ЛПК-1/1 дополнительно появляются сланцы и другие породы (рис. 4). Важно отметить, что интервал появления псефитов в ЛПК-1/3 соответствует указанному выше уровню смены ассоциаций минералов тяжелой фракции.

Транспортировка и накопление псефитового материала. Псефиты могут оказываться исключительно в прибрежной зоне шельфовых морей СЛО, подверженной волно-прибойному воздействию. На основании этого показателя можно с известной долей осторожности судить о способах транспортировки грубозернистого материала. Лучшая окатанность должна быть более характерна для псефитов, переносимых льдами из пляжевых областей, где преобладает «якорный» захват таких обломков. Айсберговый материал менее окатан, поскольку представляет собой в основном результат разрушения коренных пород суши при дегляциации. Также худшую окатанность будут иметь псефиты, захваченные льдами из прибрежных областей, не испытывающих воздействие активной гидродинамики.

На основании ухудшения вверх по разрезу окатанности изученных нами образцов (рис. 3) можно было бы предположить увеличение доли материала айсбергового разноса в более молодых отложениях. Однако в этом случае следует ожидать возрастания количества обломков карбонатных пород, так как главным источником айсбергов служат острова Канадской Арктики, сложенные в значительной степени палеозойскими карбонатами. Поскольку изученные нами обломки сохраняют терригенный состав по всему разрезу, более вероятным представляется их «сибирское» происхождение и доставка морскими льдами, в том числе в системе палеотрансполярного дрейфа начиная со среднего миоцена. В качестве альтернативного источника айсбергов теоретически может рассматриваться Верхоянский хребет и его выводные ледники в сторону моря Лаптевых или локальные ледниковые купола Новосибирских островов [34]. Однако масштаб этих эфемерных ледников был, вероятно, невелик, а возраст существенно древнее последнего ледникового максимума [34, 35]. Таким образом, для подтверждения наличия «сибирских» айсбергов в центральной части СЛО в эпохи похолодания климата требуются дополнительные исследования и аргументы. Отсюда следует, что закономерное ухудшение окатанности псефитов с омоложением вмещающих их отложений, вероятно, вызвано уменьшением времени нахождения ДКМ в пляжевых областях. Это, в свою очередь, могло быть следствием нарастающей активности захвата псефитового материала льдами по мере усиления общей ледовитости арктической акватории, начавшегося в среднем миоцене. Покров морского льда в относительно мелководных Арктических шельфах «гасит» волно-прибойную активность, что также способствует сохранению плохой окатанности псефитами и свидетельствует в пользу закономерного увеличения количества льдов в неоген-четвертичное время.

Относительно хорошо окатанные псефиты из ЛПК-1/5 и ЛПК-1/6 (рис. 3), вероятно, находились в пляжевой области достаточно длительное время, пока не были доставлены льдами к точке бурения. Следует отметить, что так называемый слой «зебра» — ЛПК-1/5 — накапливался во время открытия пролива Фрама после окончания изоляции СЛО от Мирового океана [10, 21, 22]. Именно тектоническая активизация могла быть причиной усиления поставки обломочного материала в области сноса, что отразилось в резком повышении интенсивности накопления псефитов в пределах ЛПК-1/5 (коэффициент П/М = 0,58, рис. 2, таблица). Кроме того, наличие песчаных прослоев в осадках горизонта «зебра» свидетельствует о процессах эрозии

на хребте за счет активного внедрения атлантических вод через открывающийся пролив Фрама, что могло приводить к периодическому выносу тонкого материала и, в известной мере, способствовать обогащению слоя крупномерными обломками.

Осадки ЛПК-1/4 накапливались уже в нормальных океанических условиях. Псефитовый материал здесь ограничен уровнями 191,22 мнпд и 170,19 мнпд, что, согласно «Стратиграфической модели-2», датируется ранним олигоценом (33,4 млн лет) и ранним миоценом (22,35 млн лет) соответственно. Поступление значительного количества терригенного материала в шельфовую область, так же как и для ЛПК-1/5, могло быть причиной высокого значения коэффициента П/М = 0,33 для ЛПК-1/4 (рис. 2), что, вероятно, явилось следствием активизации тектонических движений земной коры в позднем эоцене–олигоцене. Другой причиной интенсификации поставки псефитового материала в осадки ЛПК-1/4 могло быть фиксируемое для Арктики олигоценое похолодание климата [15, 36], приведшее к усилению ледового разноса терригенного материала. Максимальная интенсивность кайнозойского мелководно-морского осадконакопления в циркумарктическом поясе приходится на олигоценое время [37, 38], что соответствует нашим данным, так как отложения ЛПК-1/5 аккумулировались в верхней части приабонского яруса, практически на границе с олигоценом, а ЛПК-1/4 вмещает олигоцен полностью («Стратиграфическая модель-2»).

Накопление псефитов в ЛПК-1/3 – ЛПК 1/1 происходило за счет ледового разноса, интенсивность которого закономерно увеличивалась по мере похолодания климата.

Проблема среднекайнозойского перерыва. При анализе литологического состава ЛПК-1/5 и ЛПК-1/6, между которыми, согласно «Стратиграфической модели-1»,

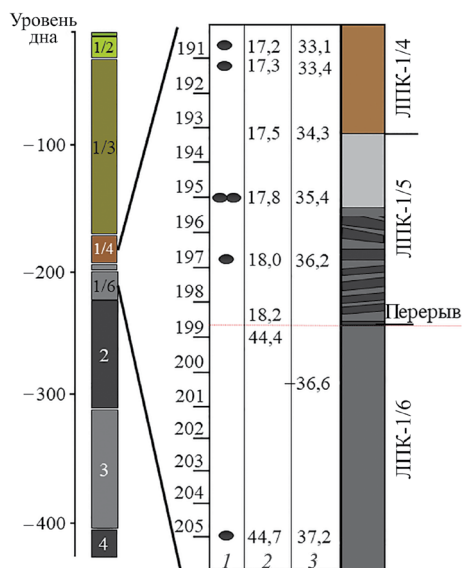


Рис. 5. Распределение псефитового материала в окрестностях среднекайнозойского хиатуса. 1 — положение псефитового материала в разрезе; 2 — датировки (млн лет) согласно «Стратиграфической модели-1» [1]; 3 — датировки (млн лет) согласно «Стратиграфической модели-2» [21]

Fig. 5. Distribution of psephitic material in the vicinity of the Middle Cenozoic hiatus. 1 — position of the psephitic material in the section; 2 — dating (million years) according to the “stratigraphic model-1” [1]; 3 — dating (million years) according to the “stratigraphic model-2” [21]

помещается длительный перерыв в осадконакоплении, видно, что следы заметной эрозии на границе между указанными ЛПК отсутствуют. Представляется крайне маловероятным, что в течение 26 млн лет могло происходить лишь ненакопление осадков, без значительной эрозии дна. Если же эрозия имела место, то осадки должны в той или иной степени обогатиться грубозернистым материалом или терригенными минералами тяжелой фракции. Решению вопроса о длительности перерыва на качественном уровне может помочь анализ распределения псефитового материала (рис. 5). Непосредственно в районе хиатуса псефиты не были обнаружены. Ближайшие к нему образцы располагаются на 1,97 м выше (ЛПК-1/5) и на 6,8 м ниже (ЛПК-1/6) границы ЛПК-1/5 – ЛПК-1/6 (рис. 5). В случае, если бы перерыв в осадконакоплении действительно длился 26 млн лет и захватывал олигоцен, известный похолоданием климата [15, 27, 36, 39], то псефитовый материал обязательно должен был быть сконцентрирован на границе ЛПК-1/5 – ЛПК-1/6 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 соответствует «Os-стратиграфической модели-2».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Образцы псефитов в скважине АСЕХ представлены в основном терригенными разностями с преобладанием песчаников. Из карбонатов встречен единственный известняк и три аутигенные сидеритовые конкреции. Это свидетельствует в пользу преимущественной поставки терригенного материала со стороны «Сибирских» источников.

Предполагается, что основным механизмом доставки грубообломочного материала к приполюсной части хребта Ломоносова были сезонные и многолетние льды в ЛК-1 и ЛК-2. Образцы из ЛК-4 имеют местное происхождение. Единичный псефит из ЛК-3, вероятнее всего, имеет локальный источник, однако полностью исключить его дрефтовую природу нельзя.

Совместная интерпретация опубликованных ранее результатов исследования минералов тяжелой фракции [11] и псефитов позволяет сделать вывод о том, что система палео-трансполярного ледового дрейфа впервые появилась в среднем миоцене (15,1 млн лет назад согласно «Стратиграфической модели-2»).

Распределение грубообломочного материала по разрезу, а также его морфометрические особенности (ухудшение окатанности от ЛК-1/6 к ЛК-1/1) свидетельствуют об интенсификации ледового захвата терригенного материала в пляжевых областях в осадках моложе ЛПК-1/5, что говорит о закономерном похолодании климата.

Повышенные скорости накопления псефитов в осадках ЛПК-1/5 – ЛПК-1/4 могли быть следствием тектонической активизации и увеличения темпов поставки терригенного материала в пляжевые области шельфовых морей, где и происходил его захват льдами.

Характер распределения псефитового материала в осадках ЛПК-1/6 и ЛПК-1/5 свидетельствует об отсутствии длительного среднекайнозойского перерыва и является аргументом в пользу предпочтительного использования «Os-стратиграфической модели».

Благодарности. Данная работа выполнена при поддержке гранта Российско-германской лаборатории полярных и морских исследований Отто Шмидта (OSL-13-12). Авторы признательны рецензентам за конструктивные комментарии.

Acknowledgments. This work was supported by a grant from the Russian-German Otto Schmidt Laboratory for Polar and Marine Research (OSL-13-12). The authors are grateful to the reviewers for constructive comments.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Løvlie R., Pälike H., Spofforth D., Gattaceca J., Moran K., King J., Heil C.* Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S03. doi:10.1029/2007PA001476.
2. *Stein R., Weller P., Backman J., Brinkhuis H., Moran K., Pälike H.* Cenozoic Arctic Climate History: Some highlights from the Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition // *Developments in Marine Geology*. 2014. V. 7. P. 259–293.
3. *Feltham D.* Arctic sea ice reduction: the evidence, models and impacts // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015. V. 373. URL: <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0171> (дата обращения 01.07.2018).
4. *Tietsche S., Day J., Guemas V., Hurlin W., Keeley S., Matei D., Msadek R., Collins M., Hawkins E.* Seasonal to interannual Arctic sea ice predictability in current global climate models // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. P. 1035–1043. doi:10.1002/2013GL058755.
5. *Serreze M.C., Stroeve J.* Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015. V. 373. URL: <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0159> (дата обращения 01.07.2018).
6. *Notz D.* How well must climate models agree with observations? // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015. V. 373. 20140164. doi: 10.1098/rsta.2014.0164.
7. *Darby D.A.* The Arctic perennial ice cover over the last 14 million years // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2007PA001479> (дата обращения 01.07.2018).
8. *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.
9. *Immonen N.* Surface microtextures of ice-rafted quartz grains revealing glacial ice in the Cenozoic Arctic // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013. V. 374. P. 293–302.
10. *Jakobsson M., Backman J., Rudels B. et al.* The early Miocene onset of a ventilated

REFERENCES

1. *Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Løvlie R., Pälike H., Spofforth D., Gattaceca J., Moran K., King J., Heil C.* Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring expedition sediments from the Lomonosov Ridge. *Paleoceanography*. 2008, 23: PA1S03. doi:10.1029/2007PA001476.
2. *Stein R., Weller P., Backman J., Brinkhuis H., Moran K., Pälike H.* Cenozoic Arctic Climate History: Some highlights from the Integrated Ocean Drilling Program Arctic Coring Expedition. *Developments in Marine Geology*. 2014, 7: 259–293.
3. *Feltham D.* Arctic sea ice reduction: the evidence, models and impacts. *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015, 373. URL: <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0171> (accessed 01.07.2018).
4. *Tietsche S., Day J., Guemas V., Hurlin W., Keeley S., Matei D., Msadek R., Collins M., Hawkins E.* Seasonal to interannual Arctic sea ice predictability in current global climate models. *Geophys. Res. Lett.* 2014, 41: 1035–1043. doi: 10.1002/2013GL058755.
5. *Serreze M.C., Stroeve J.* Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting. *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015, 373. URL: <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2014.0159> (accessed 01.07.2018).
6. *Notz D.* How well must climate models agree with observations? *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015, 373, 20140164. doi: 10.1098/rsta.2014.0164.
7. *Darby D.A.* The Arctic perennial ice cover over the last 14 million years. *Paleoceanography*. 2008, 23: URL: <http://dx.doi.org/10.1029/2007PA001479> (accessed 01.07.2018).
8. *Darby D.A.* Ephemeral formation of perennial sea ice in the Arctic Ocean during the middle Eocene. *Nature Geoscience*. 2014, 7: 210–213.
9. *Immonen N.* Surface microtextures of ice-rafted quartz grains revealing glacial ice in the Cenozoic Arctic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2013, 374: 293–302.
10. *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.
11. Krylov A.A., Andreeva I.A., Vogt C., Backman J., Krupskaya V.V., Grikurov G.E., Moran K., Shoji H. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. PA1S06. doi:10.1029/2007PA001497.
 12. Matthiessen J., Knies J., Vogt C., Stein R. Pliocene palaeoceanography of the Arctic Ocean and subarctic seas // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2009. V. 367. P. 21–48.
 13. Stickley C.E., St John K., Koc N. et al. Evidence for middle Eocene Arctic sea ice from diatoms and ice-rafted debris // *Nature*. 2009. V. 460. P. 376–380.
 14. St. John K. Cenozoic ice-rafting history of the central Arctic Ocean: terrigenous sands on the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. V. 23. doi:10.1029/2007PA001483.
 15. Tripati A., Darby D. Evidence for ephemeral middle Eocene to early Oligocene Greenland glacial ice and pan-Arctic sea ice // *Nature Communication*. 2018. V. 9. P. 1–11. doi:10.1038/s41467-018-03180-5.
 16. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A., and the Expedition 302 Scientists. *Proceed. IODP, 302: Edinburgh (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. 2006. doi:10.2204/iodp.proc.302.2006.
 17. Николаев С.Д., Талденкова Е.Е., Рекант П.В., Чистякова Н.О., Миролубова Е.С. Палеогеография приевразийской части подводного хребта Ломоносова в неоплейстоцене // *Вестник Московского университета. Сер. 5. География*. 2013. № 5. С. 51–59.
 18. Рекант П.В., Пяткова М.Н., Николаев С.Д., Талденкова Е.Е. Донно-каменный материал отрога Геофизиков как петротип фундамента южной части хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) // *Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии*. Вып. 4. Специальный выпуск: геология и полезные ископаемые окраинных морей Евразии. М.: ГЕОС, 2012. С. 29–40.
 19. Талденкова Е.Е., Николаев С.Д., Рекант П.В., Погодина И.А., Портнов А.Д. Палеогеография хребта Ломоносова (Северный Ледовитый океан) в плейстоцене: литология осадков и микро-
 - circulation regime in the Arctic Ocean. *Nature*. 2007, 447: 986–990.
 11. Krylov A.A., Andreeva I.A., Vogt C., Backman J., Krupskaya V.V., Grikurov G.E., Moran K., Shoji H. A shift in heavy and clay mineral provenance indicates a middle Miocene onset of a perennial sea ice cover in the Arctic Ocean. *Paleoceanography*. 2008, 23, PA1S06. doi: 10.1029/2007PA001497.
 12. Matthiessen J., Knies J., Vogt C., Stein R. Pliocene palaeoceanography of the Arctic Ocean and subarctic seas. *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2009, 367: 21–48.
 13. Stickley C.E., St John K., Koc N. et al. Evidence for middle Eocene Arctic sea ice from diatoms and ice-rafted debris. *Nature*. 2009, 460: 376–380.
 14. St. John K. Cenozoic ice-rafting history of the central Arctic Ocean: terrigenous sands on the Lomonosov Ridge. *Paleoceanography*. 2008, 23. doi:10.1029/2007PA001483.
 15. Tripati A., Darby D. Evidence for ephemeral middle Eocene to early Oligocene Greenland glacial ice and pan-Arctic sea ice. *Nature Communication*. 2018, 9: 1–11. doi: 10.1038/s41467-018-03180-5.
 16. Backman J., Moran K., McInroy D.B., Mayer L.A., and the Expedition 302 Scientists. *Proceed. IODP, 302: Edinburgh (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. 2006. doi:10.2204/iodp.proc.302.2006.
 17. Nikolaev S.D., Taldenkova E.E., Rekant P.V., Chistyakova N.O., Mirolyubova E.S. Palaeogeography of the Eurasian part of the submarine Lomonosov Ridge in the Neopleistocene. *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seria 5. Geografia*. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 2013, 5: 51–59. [In Russian].
 18. Rekant P.V., Pyatkova M.N., Nikolaev S.D., Taldenkova E.E. The coarse material from the Geophysicists spur as a petrotype of the basement of the southern part of the Lomonosov Ridge (Arctic Ocean). *Geologia i geoekologia kontinentalnykh okrain Evrazii. Vypusk 4. Geologia i poleznye iskopaemye okrainnykh morei Evrazii*. Geology and geoecology of the continental margins of Eurasia. Issue 4. Special issue: geology and minerals of the marginal seas of Eurasia. Moscow: GEOS, 2012: 29–40. [In Russian].
 19. Taldenkova E.E., Nikolaev S.D., Rekant P.V., Pogodina I.A., Portnov A.D. Pleistocene palaeogeography of the Lomonosov Ridge (the Arctic Ocean) (Basing on the study of sediment lithology and

- фауна // Вестник Московского университета. Сер. 5. География. 2009. № 4. С. 45–54.
20. Атлас текстур и структур осадочных горных пород / Ред. А.В. Хабаков. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 578 с.
21. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2011. V. 38. L14607. P. 1–6. doi:10.1029/2011GL047953.
22. 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.
23. Деревянко Л.Г., Гусев Е.А., Крылов А.А. Палинологическая характеристика меловых отложений хребта Ломоносова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2 (82). С. 78–84.
24. Крылов А.А. Механизм формирования аутигенных сидеритов/родохрозитов в кайнозойских отложениях центральной части хребта Ломоносова, Северный Ледовитый океан (по материалам экспедиции IODP-302) // Материалы II международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. 8–11 февраля 2011. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. С. 24–25.
25. Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. V. 441. P. 601–605.
26. Tripathi A.K., Eagle R.A., Morton A. et al. Evidence for glaciation in the Northern Hemisphere back to 44 Ma from ice-rafted debris in the Greenland Sea // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 265. P. 112–122.
27. Борзенкова И.И. Изменение климата в Кайнозое. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 248 с.
28. Борзенкова И.И. История оледенения Арктического бассейна: взгляд из прошлого для оценки возможных изменений в будущем // Лед и снег. 2016. Т. 56. № 2. С. 221–234, doi:10.15356/2076-6734-2016-2-221-234
29. Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем Кайнозое. М.: Научный мир, 1997. 135 с.
30. Cronin T.M., Whatley R., Wood A., Tsukagoshi A., Ikeya N., Brouwers E.M., Briggs Jr W.M. Microfaunal evidence for microfauna). *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seria 5. Geografia*. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 2009, 4: 45–54. [In Russian].
20. *Atlas tekstur i struktur osadochnykh gornykh porod. T. 1*. Atlas of textures and structures of sedimentary rocks. Ed. A.V. Khabakov. V. 1. Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1962: 578 p. [In Russian].
21. Poirier A., Hillaire-Marcel C. Improved Os-isotope stratigraphy of the Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.* 2011, 38, L14607: 1–6. doi:10.1029/2011GL047953.
22. Chernykh A.A., Krylov A.A. Duration, causes, and geodynamic significance of the middle Cenozoic hiatus in sedimentation in the near-polar part of the Lomonosov Ridge (based on IODP-302-ACEX drilling data). *Oceanology*. 2017, 57: 675–684. doi: 10.1134/S0001437017050058.
23. Derevyanko L.G., Gusev E.A., Krylov A.A. Palynological characteristics of Cretaceous rocks from Lomonosov Ridge. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2009, 2 (82): 78–84. [In Russian].
24. Krylov A.A. Mechanism of formation of authigenic siderites/rhodochrosites in the Cenozoic sediments of the central part of the Lomonosov Ridge, the Arctic Ocean (based on the materials of the IODP-302 expedition). *Materialy II mezhdunarodnoi nauchno-prakticheskoi konferencii molodykh uchenykh i specialistov pamyati akademika A.P. Karpinskogo*. Proc. of the II International Scientific and Practical Conference of Young Scientists and Specialists of the Memory of Academician A.P. Karpinsky. St. Petersburg: VSEGEI, 2011: 24–25. [In Russian].
25. Moran K., Backman J., Brinkhuis H. et al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature*. 2006, 441: 601–605.
26. Tripathi A.K., Eagle R.A., Morton A. et al. Evidence for glaciation in the Northern Hemisphere back to 44 Ma from ice-rafted debris in the Greenland Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008, 265: 112–122.
27. Borzenkova I.I. *Izmenenie klimata v Kainozoe*. Climate change in Cenozoic. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1992: 248 p. [In Russian].
28. Borzenkova I.I. History of sea ice in the Arctic basin: Lessons from the past for future. *Led i sneg*. Ice and snow. 2016, 56, 2: 221–234. doi:10.15356/2076-6734-2016-2-221-234. [In Russian].
29. Polyakova E.I. *Arkticheskie morya Evrazii v pozdnem Kainozoe*. The Arctic seas of Eurasia in

- elevated Pliocene temperatures in the Arctic Ocean // *Paleoceanography*. 1993. V. 8. P. 161–173. doi:10.1029/93PA00060.
31. Polyak L., Alley R.B., Andrews J.T. et al. History of sea ice in the Arctic // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 1757–1778.
32. Stein R., Fahl K., Schreck M. et al. Evidence for ice-free summers in the late Miocene central Arctic Ocean // *Nature Communication*. 2016. V. 7. doi:10.1038/ncomms11148
33. Tremblay L.B., Schmidt G.A., Pfirman S., Newton R., De Repentigny P. Is ice-rafted sediment in a North Pole marine record evidence for perennial sea-ice cover? // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015, 373, 20140168. doi:10.1098/rsta.2014.0168.
34. Левитан М.А., Роцина И.А., Русаков В.Ю., Сыромятников К.В., Шпилхаген Р. Четвертичная история седиментации на подводном хребте Ломоносова (Северный Ледовитый океан) // *Строение и история развития литосферы*. М.: Paulsen, 2010. С. 464–490.
35. Зигерт К., Штаух Г., Лемкуль Ф., Сергеевко А.И., Дикманн Б., Попп С. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцене: результаты новых исследований // *Региональная геология и металлогения*. 2007. № 30–31. С. 222–228.
36. Van Simaey S., Brinkhuis H., Pross J. et al. Arctic dinoflagellate migration mark the strongest Oligocene glaciations // *Geology*. 2005. V. 33. P. 709–712.
37. 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*. 2015а. № 5. С. 418–438.
38. Левитан М.А., Антонова Т.А., Гельви Т.Н. Фациальная структура, количественные параметры и условия накопления мезозойско-кайнозойских отложений в циркумарктическом поясе. Сообщение 3. Миоцен–Плиоцен // *Геохимия*. 2015б. № 11. С. 963–977.
39. 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.
- the late Cenozoic. Moscow: *Nauchnyi Mir*, 1997: 135 p. [In Russian].
30. Cronin T.M., Whitley R., Wood A., Tsukagoshi A., Ikeya N., Brouwers E.M. Briggs Jr W.M. Microfaunal evidence for elevated Pliocene temperatures in the Arctic Ocean. *Paleoceanography*. 1993, 8: 161–173. doi:10.1029/93PA00060.
31. Polyak L., Alley R.B., Andrews J.T. et al. History of sea ice in the Arctic. *Quaternary Science Reviews*. 2010, 29: 1757–1778.
32. Stein R., Fahl K., Schreck M. et al. Evidence for ice-free summers in the late Miocene central Arctic Ocean // *Nature Communication*. 2016, 7. doi:10.1038/ncomms11148.
33. Tremblay L.B., Schmidt G.A., Pfirman S., Newton R., De Repentigny P. Is ice-rafted sediment in a North Pole marine record evidence for perennial sea-ice cover? *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2015, 373, 20140168. doi:10.1098/rsta.2014.0168.
34. Levitan M.A., Roshchina I.A., Rusakov V.Yu., Syromyatnikov K.V., Spielhagen R. Quaternary sedimentation history of Lomonosov Ridge (the Arctic Ocean). *Stroenie i istoriia razvitiia litosfery*. Structure and Evolution of the Lithosphere. Moscow: Paulsen, 2010: 464–490. [In Russian].
35. Zigert K., Shtauh G., Lemkul A., Sergeenko A.I., Dikmann B., Popp S. Development of the glaciation of the Verkhoyansk Range and its foothills in the Pleistocene: the results of new research. *Regionalnaya geologia i metallogenia*. Regional geology and metallogeny. 2007, 30–31: 222–228. [In Russian].
36. Van Simaey S., Brinkhuis H., Pross J. et al. Arctic dinoflagellate migration mark the strongest Oligocene glaciations. *Geology*. 2005, 33: 709–712.
37. Levitan M.A., Antonova T.A., Gelvi T.N. Mesozoic-Cenozoic sedimentation in the Circum-Arctic Belt. 2. Cretaceous–Paleogene. *Geochemistry International*. 2015а, 5: 411–429. doi: 10.1134/S0016702915050031.
38. Levitan M.A., Antonova T.A., Gelvi T.N. Mesozoic-Cenozoic sedimentation in the Circum-Arctic belt. 3. Miocene–Pliocene. *Geochemistry International*. 2015б, 11: 937–950. doi: 10.1134/S0016702915110038.
39. Zachos J., Pagain M., Sloan L. et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*. 2001, 292: 686–691.