
ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ГЕОСФЕР

УДК 551.462(268)

РЕЛЬЕФ ДНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Е.П. Дубинин, А.В. Кохан, А.Н. Филаретова¹

Рельеф дна Северного Ледовитого океана (СЛО) образован характерными типами морфоструктур планетарного масштаба: погружённой окраиной Евразийского и Североамериканского материков, которая состоит из шельфа, материкового склона и материкового подножья, системой глубоководных котловин и поднятий ложа океана, а также срединно-океаническим хребтом Гаккеля. Хребет Ломоносова разделяет ложе океана на два бассейна: Евразийский и Амеразийский. Для всех морфоструктур СЛО характерно расположение в определённом диапазоне глубин, резко отличном от таковых в других океанах Земли, что отражает специфику их происхождения и развития. Рассмотрены особенности строения рельефа дна. Наряду со структурами, для которых можно чётко установить геодинамическую природу рельефа (спрединговая природа Евразийской и Амеразийской котловин и хребта Гаккеля, сложенных океанической корой, континентальная природа коры хребта Ломоносова), имеется немало структур, морфология которых, а также геофизические данные пока не позволяют сделать однозначные выводы о природе их происхождения и особенностях эволюции.

Ключевые слова: рельеф, Северный Ледовитый океан, морфоструктуры, хребты, котловины, поднятия.

BOTTOM RELIEF OF THE ARCTIC OCEAN

E.P. Dubinin¹, Dr. Sci (Geol.), A.V. Kokhan², PhD, A.N. Filaretova¹

¹ Lomonosov Moscow State University (Earth Sciences Museum),

² LLC "Svarog"

The purpose of the article is to give the reader some information on the bottom relief of the Arctic Ocean. According to the article, it is formed by characteristic types of planetary-scale morphostructures such as the submerged margin of the Eurasian and North American continents, which consists of a shelf, a continental slope and a continental rise, a system of deep-sea basins and uplifts of the ocean floor, and the Gakkel Mid-Ocean Ridge. The

¹ Дубинин Евгений Павлович – д.г.-м.н., зав. сектором геодинамики Музея землеведения МГУ, edubinin08@rambler.ru; Кохан Андрей Валерьевич – к.г.-м.н., ст. инженер ООО «Сварог», kkkkk1987@mail.ru; Филаретова Анна Николаевна – вед. инженер Музея землеведения МГУ, annaf32@yandex.ru.

Lomonosov Ridge divides the ocean floor into two basins: the Eurasian (includes the deep-water Amundsen and Nansen Basins and the Gakkel Mid-Ocean Ridge that separates them) and Amerasian (includes the deep-water Makarov, Podvodnikov and Canadian Basins and the Alfa-Mendeleev Ridge separating them). The authors state that all morphological structures of the Arctic Ocean are characterized by their location in a certain range of depths, sharply different from those in other oceans of the Earth, which reflects the specifics of their origin and development. Further the article considers the structure features of the bottom relief. Along with the structures for which the geodynamic nature of the relief can be clearly established (the spreading nature of the Eurasian and Amerasian Basins and the Gakkel Ridge composed of the oceanic crust, the continental nature of the crust of the Lomonosov Ridge), there are numerous structures whose morphology, as well as geophysical data do not allow to make definite conclusions about the nature of their origin and the features of evolution.

Keywords: relief, Arctic ocean, morphostructures, ridges, basins, uplifts.

Введение. Планомерное и систематическое изучение рельефа дна Арктического бассейна проводится более пятидесяти лет [2, 6]. Начиная с 1960-х годов для определения глубин дна здесь применялись площадная авиадесантная сейсмическая и эхолотная съёмки со льда, обеспечивающие построение цифровых моделей рельефа дна разрешением 25×25 км и на детальных участках 10×10 км. В 1966 г. в СССР и в 1968 г. в США были опубликованы первые карты Северного Ледовитого океана (СЛО). В 1979 г. гидрографические службы Канады и США подготовили карту ГЕВСО (Генеральная батиметрическая карта океанов) СЛО под редакцией Д. Монахама масштаба 1:6 000 000 [19]. Эта карта на протяжении двух десятилетий оставалась единственным официальным картографическим источником по рельефу дна СЛО. К середине 90-х годов гидрографической службой России была практически закончена площадная съёмка Арктического бассейна. По её результатам ГУНиО МО совместно с ВНИИОкеангеология подготовили в 1998 г. карту рельефа дна СЛО масштаба 1:5 000 000 [13]. На основе этой карты, с привлечением новых данных, в 2002 г. ГУНиО МО РФ издало новую батиметрическую карту СЛО масштаба 1:2 500 000, которая достаточно полно отражала современный уровень батиметрических данных этого региона. В 2000 г. по инициативе международного Арктического научного комитета была создана международная батиметрическая карта Арктического океана (The international bathymetric chart of the Arctic Ocean – ИВСаО) с цифровой моделью рельефа дна разрешением 2,5×2,5 км [30]. Последняя версия цифровой модели рельефа дна ИВСаО V3.0 обладает разрешением 0,5×0,5 км [31]. В настоящее время часто используются глобальные цифровые модели рельефа поверхности Земли ETOPO1, ETOPO2, которые объединяют топографию суши и батиметрию океанов, полученные путём компиляции многочисленных глобальных и региональных данных [16]. Весь объём батиметрических материалов свидетельствует о том, что рельеф дна СЛО сложен и разнообразен [2, 3, 8, 10, 16, 17, 31, 32, 38, 39]. Он образован характерными типами морфоструктур планетарного масштаба (рис. 1): погружённой окраиной Евразийского и Североамериканского материков (включающей шельф, материковое подножие и материковый склон), системой глубоководных котловин и поднятий ложа океана, а также срединно-океаническим хребтом Гаккеля. Для всех морфоструктур характерно расположение в определённом диапазоне глубин дна. Однако соотношения отдельных морфоструктурных элементов дна в Северном Ледовитом океане резко отличны от таковых в других океанах Земли. В общей площади СЛО аномально высока доля шельфа (до изобаты 200 м) и континентального склона (интервал глубин 200–3000 м): они составляют 37,4% (4900 тыс. км²) и 49,1% (6436 тыс. км²) соответственно для шельфа и склона, тогда как в Мировом океане эти доли гораздо

меньше – 7,6 % (шельф) и 15,2 % (континентальный склон). Площадь ложа океана (глубина дна от 3000 м до 4800 м) в СЛО составляет 1764 тыс. км² (лишь 13,5 % от его общей площади). Морфоструктуры тектономагматических поднятий отмечены глубинами от 1000 до 3700 м. Для морфоструктур хребта Гаккеля характерен наибольший перепад глубин от 400 м до 5500 м. Аномально малой является средняя глубина СЛО в 1200 м, которая примерно в три раза уступает средним глубинам других океанов и Мирового океана в целом (3795 м) [12]. Каждой морфоструктуре, судя по средним значениям глубин, соответствует свой тип земной коры. Для шельфа, континентального склона и его подножья характерна континентальная кора различной степени утонения. Для глубоководных котловин – океаническая кора и субокеаническая кора, для морфоструктур тектономагматических поднятий – континентальная и субконтинентальная кора.

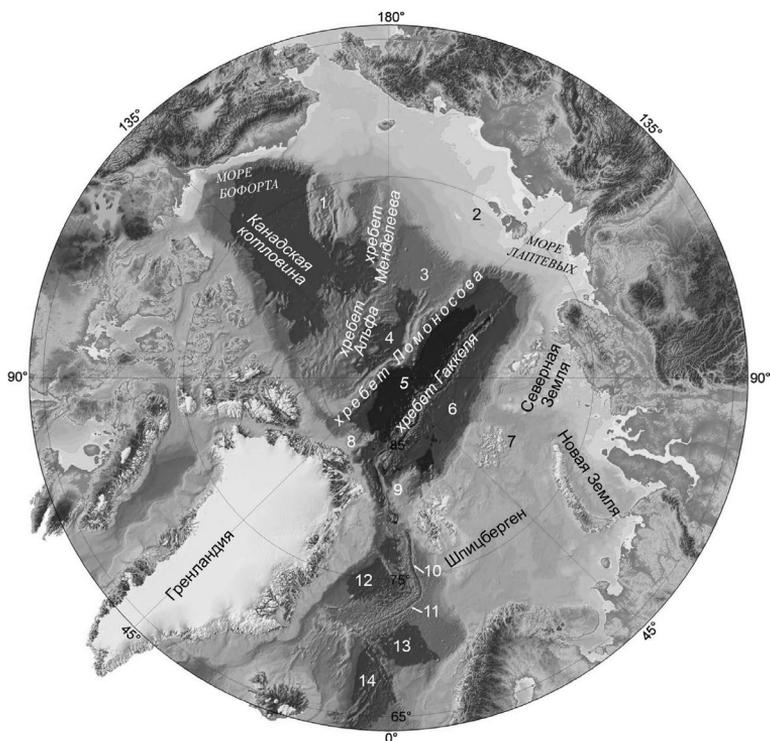


Рис. 1. Батиметрическая карта Северного Ледовитого океана [31]. Цифрами обозначены: 1 – Чукотское плато и поднятие Нортвинд, 2 – Новосибирские острова, 3 – котловина Подводников, 4 – котловина Макарова, 5 – котловина Амундсена, 6 – котловина Нансена, 7 – Земля Франца-Иосифа, 8 – плато Моррис-Джесуп, 9 – плато Ермак, 10 – хребт Книповича, 11 – хребт Мона, 12 – Гренландская котловина, 13 – Лафотенская котловина, 14 – Норвежская котловина.

Ложе океана разделяется хребтом Ломоносова на два субширотных бассейна: Евразийский (включает глубоководные котловины Амундсена, Нансена и разделяющий их срединно-океанический хребт Гаккеля) и Амеразийский (включает глубоководные котловины Макарова, Подводников, Канадскую и разделяющий их хребт Альфа-Менделеева). В глубоководной океанической части СЛО острова отсутствуют, в то время как шельф изобилует островами (рис. 1).

Рельеф глубоководных котловин.

Глубоководные котловины Евразийского бассейна. Евразийский бассейн представляет собой замкнутую провинцию, ограниченную континентальными окраинами Евразии, Гренландии и хребтом Ломоносова (рис. 1). Он отделён от Норвежско-Гренландского бассейна проливом Фрама, расположенным между Гренландией и Шпицбергом, на востоке ограничен шельфом моря Лаптевых, на юге – шельфом Баренцева и Карского морей. Бассейн протягивается на расстояние около 2000 км и имеет ширину около 900 км. В средней части Евразийского бассейна располагается срединно-океанический хребет Гаккеля, который разделяет его на две котловины: Нансена, ограниченную Евразийским шельфом, и Амундсена, прилегающую к хребту Ломоносова. Рельеф дна котловин Нансена и Амундсена сформирован пологонаклонными к северу и к северо-западу абиссальными равнинами с глубинами 4000 и 4300 м соответственно. В результате различного режима седиментации, связанного с обильным сносом осадков с прилегающих участков континентального склона и шельфа Евразийского материка, глубина котловины Нансена повсеместно на 200–500 м меньше, чем котловины Амундсена (рис. 2). Котловина Амундсена, напротив, контактирует с шельфом в своей узкой восточной части и отделена от соседней котловины Нансена барьером в виде хребта Гаккеля, препятствующим поступлению осадков с юга. Для участков котловин, расположенных поблизости от континентальных склонов, характерен рельеф выровненных пологонаклонных к северу и северо-западу равнин. Для остальных частей котловин характерен типичный для таких районов океана холмистый и волнистый рельеф вулканического и аккумулятивного (сформированный в результате пассивного глубоководного осадконакопления) происхождения. В окрестностях моря Лаптевых Евразийский бассейн резко ограничивается крутым линейным континентальным склоном бассейна Амундсена, фиксируемым линеamentом Ломоносов-Хатанга, который, как полагают некоторые авторы, представляет собой сдвиговую трансформную границу на ранней стадии раскрытия Евразийского бассейна в раннекайнозойское время [24].

Рельеф фундамента океанической коры, подстилающей котловины и погребённый под осадками, отличается значительной расчленённостью. Амплитуда его изрезанности превышает 1000 м (рис. 2), что свидетельствует о вариациях в интенсивности проявления тектоно-магматических процессов на стадии формирования океанической коры в условиях ультрамедленного спрединга [41]. Мощность осадочного чехла варьирует в котловине Нансена от 8 км в районе окраины моря Лаптевых до 4,5 км в окрестности плато Ермак и плато Моррис Джесуп вблизи Гренландии. В котловине Амундсена мощность осадочного чехла несколько меньше. Её максимальные значения достигают 4,5 км в районе окраины моря Лаптевых, а минимальные ~3,5 км в центральной части бассейна. В районе рифтовой долины хребта Гаккеля осадки практически отсутствуют. Сам же хребет теряет свою топографическую выраженность по мере приближения к шельфу моря Лаптевых, где он оказывается в значительной степени погребённым под чехлом кайнозойских осадков [2, 38].

Глубоководные котловины Амеразийского бассейна. Амеразийский бассейн включает глубоководные котловины Макарова, Подводников и Канадскую, разделённые подводными хребтами Менделеева и Альфа.

Канадская котловина с глубинами дна 4–4,8 км является самой крупной структурой Арктического океана (рис. 1). Она протягивается от полюса на юг почти на 1600 км при максимальной ширине до 1000 км [4]. Её площадь более четверти миллиона ква-

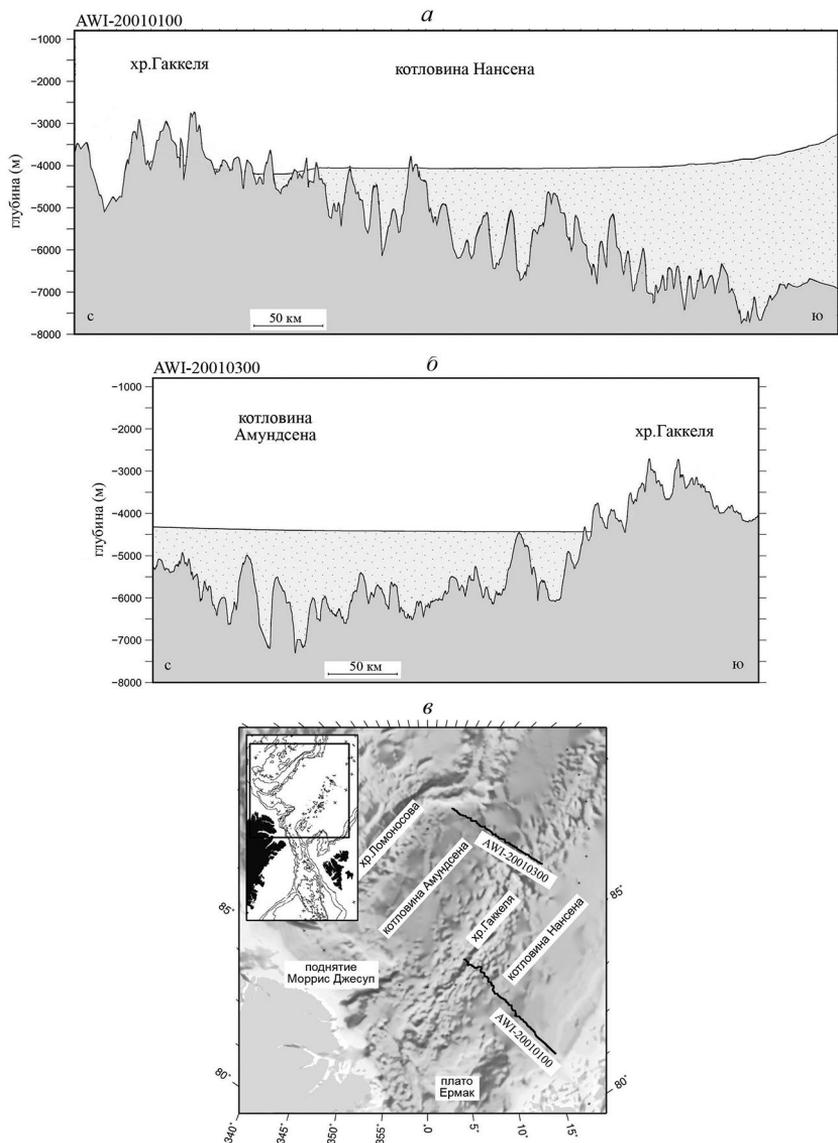


Рис. 2. Рельеф дна и рельеф фундамента котловин Евразийского бассейна: а – котловина Нансена; б – котловина Амундсена, в – расположение профилей (по [25]).

дратных километров. Котловина имеет треугольную форму с вершиной, обращённой на юг в море Бофорта. Рельеф дна котловины сформирован плоскими и волнистыми абиссальными равнинами. Бровка шельфа на значительном протяжении Канадской котловины фиксируется перегибом рельефа дна на глубинах от 200 до 400 м. Континентальный склон дифференцирован по крутизне, осложнён блоковыми поднятиями, террасами на глубинах 2600–3000 м и 3200–3400 м и разбит каньонами. Ширина континентального склона варьирует от 100 до 400 км. Наиболее крут и узок самый южный склон котловины в районе полуострова Аляска. Подножие континентального склона

установлено чётким перегибом профиля на глубинах 3600–3800 м. В восточном секторе котловины развито континентальное подножие шириной до 150 км, расположенное в интервале глубин 3600–3800 м. Абиссальная равнина котловины расположена на глубинах 3800 м и более, она подстилается океанической корой и имеет небольшой наклон в направлении блока Нортуинд. Выровненная поверхность абиссальной равнины осложнена изолированными поднятиями высотой 600–800 м, отмеченными в непосредственной близости от поднятия Нортуинд. Мощность осадочного чехла увеличивается от Чукотского плато в сторону Аляски и Канадской окраины, достигая более 15 км в районе дельты р. Маккензи [38].

Котловины *Подводников* и *Макарова* ограничены с одной стороны хребтом Ломоносова, а с другой – хребтом Альфа-Менделеева (рис. 1). Рельеф дна этих котловин сформирован пологонаклонными и субгоризонтальными абиссальными равнинами. В целом они простираются параллельно хребту Ломоносова. Их общая длина составляет 830 км, а ширина 330 км. Котловина *Подводников* (Толля, или абиссальная равнина Врангеля) примыкает к континентальному склону Восточно-Сибирского моря и может быть рассмотрена как часть ступенчатого террасированного континентального склона [2]. Её дно располагается на глубинах около 2,5–3 км и полого понижается по направлению на север. В районе 86° с. ш. в котловине располагается серия субширотных сбросов (порог Арлис), по которым дно котловины погружается на 1–1,5 км. Севернее этой системы располагается более глубокая котловина Макарова с глубинами дна 3,8–4 км [2]. Дно котловины Макарова образуют плоские и волнистые абиссальные равнины, дно котловины *Подводников* – наклонная аккумулятивная равнина, формирование которой, по-видимому, связано с поступлением осадков с шельфа и континентального склона. Судя по значительным глубинам дна котловины Макарова, она подстилается океанической корой. О строении коры котловины *Подводников* можно судить менее определённо. Она либо имеет океанический генезис и погребена под значительной толщей осадков (4–6 км), что подтверждается геофизическими данными, либо представляет собой сильно утонённую континентальную кору [38].

Рельеф срединно-океанического хребта Гаккеля. Хребет Гаккеля представляет собой срединно-океанический хребет, непрерывно простирающийся примерно на 1800 км от 6° з. д. до 125° в. д. (рис. 1). В пределах российского сектора Арктики располагается его восточная часть протяжённостью около 1300 км. На западе хребет упирается в шельф Гренландии, где разделяет два краевых плато – Ермак и Моррис Дже-суп. Далее к юго-востоку хребет Гаккеля соединяется со спрединговым хребтом Мона посредством морфологически сложно выраженной транзитной сдвиго-раздвиговой системы, включающей трог Лена, впадину Моллой и хребет Книповича. На востоке рифтовая долина хребта упирается в шельф моря Лаптевых, где частично погребена под слоём кайнозойских осадков и слабо выражена в рельефе дна. Для хребта характерна самая низкая скорость спрединга среди Мировой системы СОХ: она изменяется от 0,6 (на востоке) до 1,3 см/год (на западе) [22, 38].

В рельефе дна хребет выражен поднятием шириной до 200–250 км. Его склоны сформированы системой впадин и приподнятых блоков, субпараллельных простиранию хребта. При удалении от центральной части хребта поднятия сглаживаются осадконакоплением и погружаются под осадочный чехол соседних глубоководных котловин Нансена и Амундсена в соответствии с законом остывания литосферы. В гребневой части хребта располагается рифтовая долина – глубокое ущелье с относительно большими глубинами в 2–2,5 км. Именно здесь максимально реализуется процесс

раздвижения океанического дна, связанный с подъёмом к поверхности по глубинным разломам высокотемпературного вещества мантии и формированием новой океанической коры. Дно рифтовой долины осложнено вулканическими и тектоническими хребтами высотой до 1,5–2 км и впадинами с максимальными глубинами до 5,5 км (рис. 3). Крупнейшие вулканические поднятия приурочены к участкам пересечения рифтовой долины с поперечными разломами, смещающими ось хребта на 10–20 км, вдоль которых на флангах рифтовой долины и склонах хребта формируются субмеридиональные поднятия, протягивающиеся в стороны от рифтовой долины на расстояние 100–150 км. К одному из таких поднятий приурочена подводная гора Ленинского Комсомола, которая достигает абсолютных глубин около 0,4 км, а её относительная высота составляет 3–3,5 км.

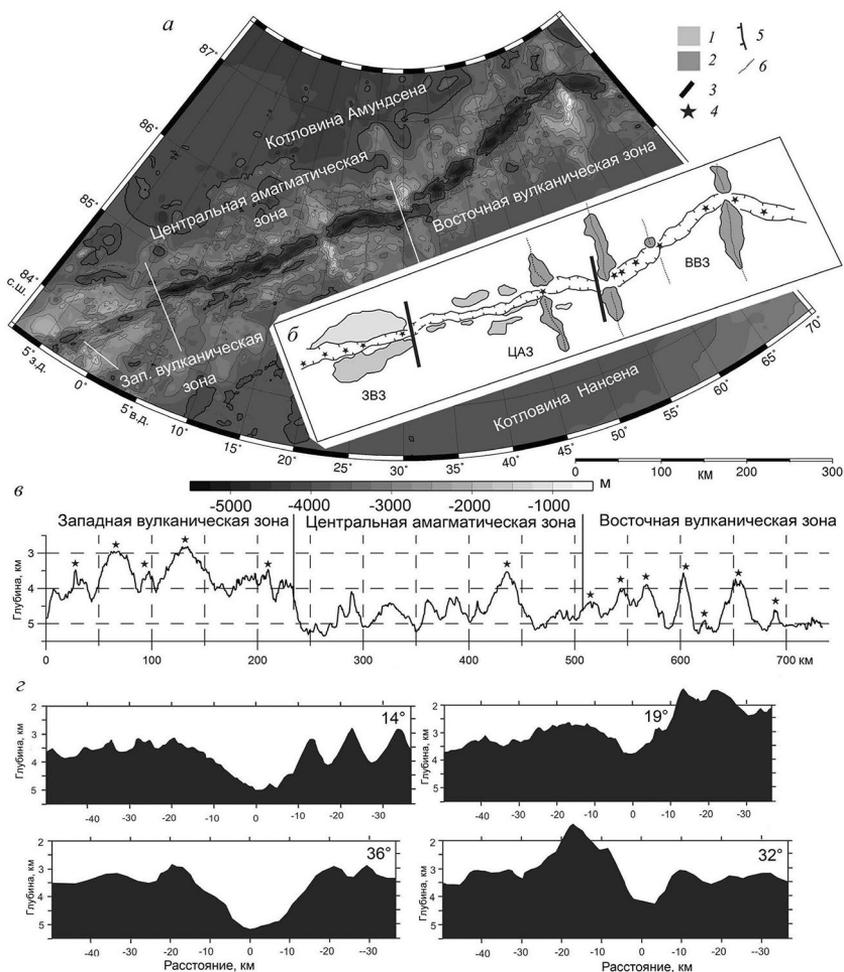


Рис. 3. Рельеф хребта Гаккеля: *а* – батиметрическая карта хребта и прилегающей акватории [28], *б* – структурная схема участка хребта; *в* – вдольосевой профиль, по данным [34]; *г* – поперечные батиметрические профили: 1 – поднятия рифтовых гор; 2 – перпендикулярные оси поднятия; 3 – границы морфологических провинций хребта; 4 – вулканические центры; 5 – бровки рифтовой долины; 6 – оси поднятий, перпендикулярных рифтовой долине (по данным [22]).

Особенностью хребта является его сочленение под прямым углом с континентальной окраиной моря Лаптевых. В результате в её пределах сформировалась система рифтогенных грабенов, выраженных в рельефе фундамента в виде депрессий и впадин на континентальном склоне и шельфе глубиной до 0,1–0,2 км.

При подходе хребта к материковой окраине Гренландии его ширина увеличивается, достигая 350 км. В этом районе рельеф хребта характеризуется значительной асимметрией. Его юго-восточный фланг представлен обширным по площади поднятым блоком, отделяющим рифтовую долину хребта от порога Нансена. Рифтовая долина прерывается на подходе к самой окраине, аналогично своему противоположному окончанию у подножия в районе моря Лаптевых.

По строению рельефа хребет Гаккеля может быть разделён на три крупных сегмента, отражающих различную интенсивность проявления тектонических и магматических процессов (рис. 3 а): западный (7° з. д.–3° в. д.), центральный (3–30° в. д.) и восточный (30–85° в. д.) [20, 22, 32, 34]. Западный сегмент протяжённостью более 200 км характеризуется рифтовой долиной шириной 7–20 км и глубиной до 4–4,2 км. Её крутые борта высотой до 1,5 км разбиты серией сбросов и террасированы (рис. 3 г). На дне долины располагается серия осевых вулканических хребтов, каждый из которых имеет протяжённость 15–50 км и высоту 500–1300 м от дна осевой долины [22]. Они отделяются друг от друга короткими участками долины, содержащими небольшие вулканические конусообразные постройки. Чёткая вулканическая и батиметрическая сегментация является линейной и существует при отсутствии каких-либо поперечных сдвиговых нарушений оси хребта (рис. 3 б, в).

Протяжённость центрального сегмента составляет 300 км. Для него характерна V-образная рифтовая долина с узким днищем шириной 2–8 км и пологими выровненными не нарушенными сбросами стенками крутизной местами до 25–30° (рис. 3 а). Ширина всей рифтовой долины в центральном сегменте больше, чем в западной – около 30 км (рис. 3 г). Глубина долины возрастает на 1–1,5 км, достигая значений 5–5,4 км (рис. 3 в, г). Её дно сформировано серией удлинённых впадин длиной 15–40 км. На большей части рифтовой долины не обнаружено вулканических построек и свежих лавовых потоков [21, 23]. Вулканические постройки располагаются только на бортах рифтовой долины. Внеосевой рельеф флангов хребта сформирован характерными валлообразными поднятиями высотой 1,5–2 км, с пологими симметричными склонами и узкими (1–2 км) вершинными поверхностями. Ширина поднятий достигает 12–20 км.

Протяжённость восточного сегмента составляет около 600 км (рис. 3). В рельефе дна сочетаются субортогональные растяжению магматические поднятия с минимальными глубинами до 2,5 км и впадины с глубинами до 5,2 км. Основной чертой рельефа является наличие крупных поднятий, субортогональных простиранию рифтовой оси. Расстояние между ними варьирует от 50 до 150 км. В пределах днища рифтовой долины этим поднятиям соответствуют вулканические хребты высотой до 1,5–2 км и длиной 20–35 км. Для днища долины характерны глубины в 4,5–5 км, ширина 12–15 км, при этом ширина всей рифтовой долины увеличивается до 30–40 км [34]. Крутые склоны долины расчленены сбросовыми уступами [32]. Внеосевой рельеф представлен платообразными возвышенностями с глубиной вершинных поверхностей около 3,5–4 км [22]. Для этого сегмента хребта Гаккеля характерны линейные вулканические поднятия в рельефе дна, локализованные в местах изменения простирания осевой зоны [35]. Они появляются на оси хребта и простираются в виде полос магматической коры в стороны от рифтовой долины, что свидетельствует об устойчивости вулканического процесса на протяжении ~20 млн лет [32].

Рельеф тектономагматических поднятий. Хребет Ломоносова представляет собой фрагмент континентальной коры, отделённый в процессе рифтогенеза от Евразийской окраины ~ 58 млн лет назад (линейная магнитная аномалия № 25) [29]. Он протягивается на 1800 км от острова Элсмир в Канадском Арктическом архипелаге до Новосибирских островов (рис. 1). Хребет отделяет мезозойский Амеразийский бассейн от кайнозойского Евразийского бассейна и, таким образом, имеет континентальные окраины по обеим своим сторонам [21]. В пределах российского сектора Арктики располагается его отрезок длиной около 1200 км. Ширина хребта изменяется от 60 до 200 км. Геологическое строение хребта Ломоносова в значительной степени предполагается на основании строения евразийской окраины, и особенно островов Шпицберген, Земля Франца Иосифа, Северная Земля [38].

В целом хребет Ломоносова представлен единой цепью вытянутых блоков с крутыми (до 16°) склонами, уклоны которых постепенно уменьшаются в двух южных направлениях вплоть до перехода склонов в подножия (рис. 4). Склоны хребта, обращённые в сторону Амеразийского бассейна, более крутые, чем склоны, обращённые в сторону Евразийского бассейна [21]. Блоки разделяются неглубокими секущими хребет грабенами с относительной глубиной до 0,3 км. Глубины относительно ровной вершинной поверхности хребта изменяются в диапазоне 1,5–2,0 км, а глубины в основании хребта достигают 3900–4300 м [2]. Хребет погрузился ниже уровня моря в раннем эоцене [36]. Его вершинная поверхность покрыта маломощным слоем осадков, а крутые склоны расчленены эрозионными каньонами. Однако морфология хребта изменяется вдоль его простирания. Вблизи 160° з. д. хребет резко изгибается и становится параллельным простиранию хребта Гаккеля [8]. От 87°с. ш., к северу от Гренландии, до 86°с. ш. хребет представляет собой единый блок с минимальными глубинами от 950 до 1400 м (рис. 4). К югу от 86°с. ш., в сторону Сибирской платформы, хребет разбивается на серию блоков шириной около 200 км. Окраина хребта Ломоносова, обращённая к Евразийскому бассейну, сложена серией деформированных при вращении блоков, уступообразно погружающихся в сторону котловины, что характерно для рифтогенной континентальной окраины (рис. 4). Склон хребта Ломоносова, обращённый к Амеразийской котловине на участке от ~87°с. ш. к северу от Гренландии до 89°с. ш. 180°з. д., сформирован линейным уступом без каких-либо доказательств вращательных деформаций, характерных для Евразийского склона (рис. 4) [21].

Несмотря на то, что рельеф, геофизические аномалии и сейсмические данные сильно варьируют вдоль простирания хребта Ломоносова, все они свидетельствуют о континентальной природе его коры, толщина которой изменяется от 15 до 30 км при средних значениях 25–27 км [38].

Хребет (поднятия) Менделеева-Альфа в 3–4 раза шире хребта Ломоносова и его поверхность расположена на более низком батиметрическом уровне. В 1949 г. дрейфующая станция СП-2 установила наличие горного поднятия к западу от Чукотского плато и назвала его в честь великого русского химика Д.И. Менделеева, который на рубеже XIX–XX веков предложил детальную и научно обоснованную программу освоения российской Арктики и организации судоходства по Северному морскому пути. Хребет Альфа был открыт спустя 10 лет, в 1957–58 гг., американской ледовой станцией Альфа, от которой он получил своё название. Хребет Менделеева субмеридионально простирается на 1200 км от шельфа Чукотского моря вдоль меридиана 180° (рис. 5). Он представляет собой систему хаотически расположенных плато, подводных гор, террас различных размеров, располагающихся на общем цоколе с глубинами в 2–2,5 км. Над

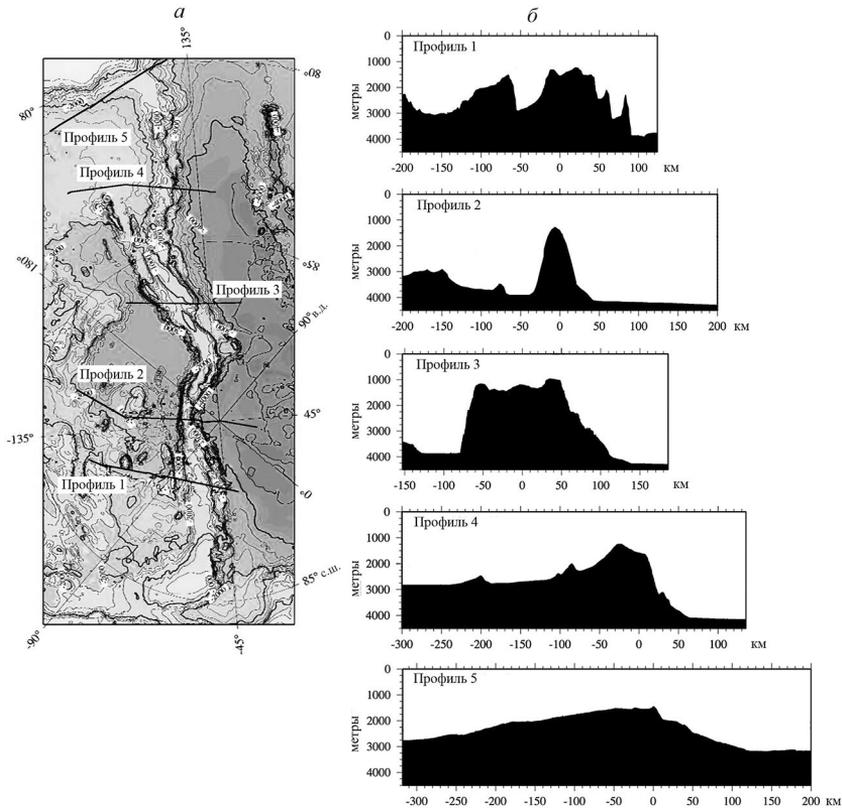


Рис. 4. Рельеф хребта Ломоносова: *а* – батиметрическая карта хребта Ломоносова и расположение профилей; *б* – батиметрические профили через хребет Ломоносова (по [21]).

окужающими глубоководными впадинами эти структуры возвышаются на 1,0–1,5 км [5]. Минимальные глубины дна составляют 1,5–1,7 км. Склон хребта Менделеева-Альфа имеет крутизну 8–9°, которая уменьшается в южных направлениях, переходя в подножие в районе Канадского Арктического архипелага и впадину Подводников. Склоны хребта пологие и не расчленены эрозионными формами. Сквозная долина, переходящая в каньоны западного и восточного склонов, разделяет поднятие на две части – Менделеева и Альфа. В морфологическом отношении последние имеют много общих черт, что и объясняет их объединение на мелкомасштабных картах в единое поднятие Менделеева-Альфа по батиметрическому контуру на глубине 2500 м, который имеет протяжённость 1700 м и ширину, меняющуюся от 200 до 700 км [38]. Хребты симметричны относительно их оси и занимают площадь ~708 000 км² [23]. Судя по древнейшим осадкам маастрихтского возраста, отобранным на хребте Альфа, а также геофизическим исследованиям на хребте Менделеева, это поднятие было сформировано в меловую эпоху нормального магнитного поля в интервале 78–120 млн лет [2].

Анализ гравиметрических и сейсмических данных показывает, что хребты Альфа и Менделеева имеют сходную плотностную и сейсмическую структуру коры со средней толщиной ~32 км, что значительно больше значений мощности типичной океанической коры. Как отмечалось в работе [38], имеется большое сходство скоростной структуры коры хребта Альфа-Менделеева, океанических плато и вулканических окраин.

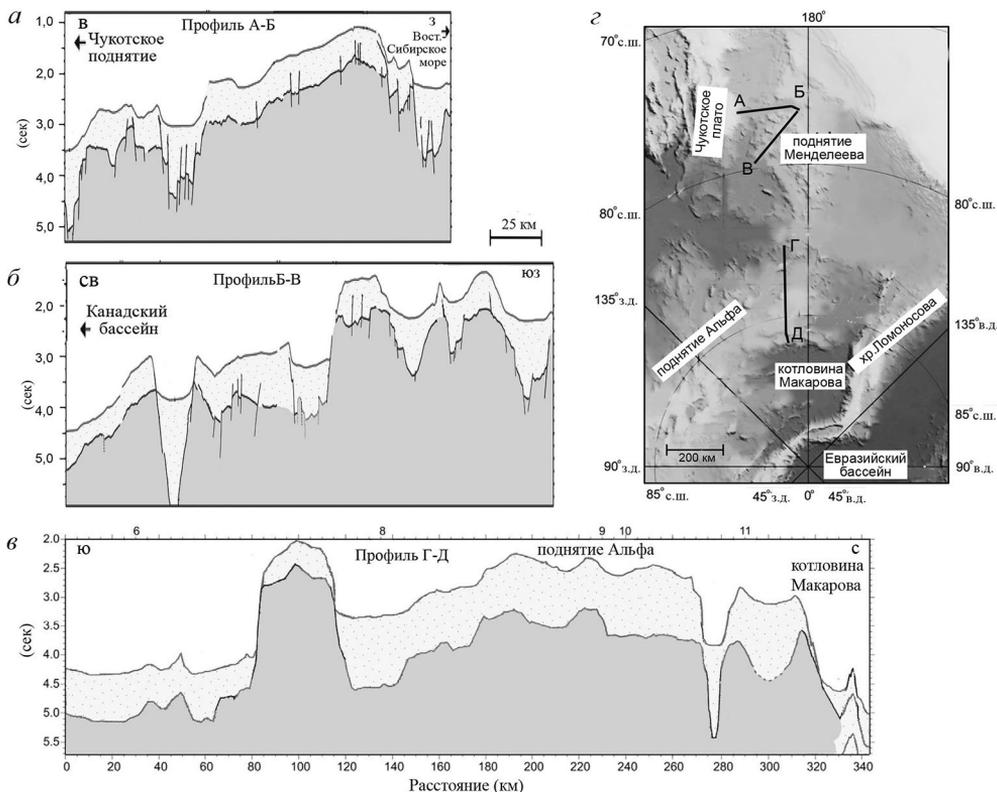


Рис. 5. Рельеф поверхности и акустического фундамента поднятия Менделеева (а), по данным сейсмических исследований вдоль профилей Н0517-20а, 20б-23б и 24-26 [18], и поднятия Альфа (б, в), по данным многоканальных сейсмических исследований вдоль профиля LSSL2011-03/04 [27]; г – расположение профилей.

Это допускает неоднозначную интерпретацию типа коры данной структуры и предполагает вероятное влияние плюмовой активности, способствующей формированию крупной арктической магматической провинции. Современные очень крупные магматические провинции – такие как Исландская, Кергелен – имеют меньшую толщину коры, чем хребет Альфа-Менделеева. Но и там продолжается дискуссия о природе их коры. В структуре коры этих провинций выделены блоки, сложенные континентальной корой [9, 40]. В случае хребта Альфа-Менделеева, только плюмовой активностью и андерплейтингом трудно объяснить такую значительную мощность коры. Более вероятная, на наш взгляд, схема эволюции связана с растяжением и утонением континентальной коры и литосферы, подвергнутой значительной деструкции и андерплейтингу за счёт плюмовой деятельности.

Чукотское плато и поднятие Нордвинд осложняют строение юго-западной части Канадской котловины и представляют собой выступы краевых плато, сложенные, по всей видимости, погружённой утонённой континентальной корой. Они отделены друг от друга и от поднятия Менделеева узкими желобами и мелкими впадинами [8]. Оба поднятия простираются параллельно хребту Менделеева, от которого Чукотское плато отделено прогибом глубиной более 2 км [14]. Акустический фундамент плато представляет собой довольно выровненную поверхность с горизонтальными или субгори-

зонтальными рефлекторами. Грабеноподобные структуры отмечаются вдоль флангов плато [38]. Плотностное моделирование, фиксирующее коро-мантийную границу на глубине 30 км [23], подтверждает континентальную природу коры [38].

Поднятия Ермак и Моррис Джесуп располагаются симметрично относительно оси западной оконечности спредингового хребта Гаккеля со стороны котловин Амундсена и Нансена в районе их соединения с континентальной окраиной Гренландии и Шпицбергена (рис. 6). Поднятие (плато) Моррис–Джесуп имеет сложное блоковое строение. Наиболее поднят его юго-восточный блок (глубины 300–970 м), относительно опущен (глубины 700–1000 м) соседний с северо-запада блок (плато Воронова), и ещё более погружены следующие к северо-западу блоки (глубины 2200–2400 м и 2600–2800 м) [1]. Первые три блока имеют чёткий уступ к котловине Амундсена с относительными превышениями от 2000 до 1000 м (превышения уменьшаются к северо-западу). Далее на юго-восток континентальный склон тянется относительно прямолинейным уступом, соответствующим новейшему разлому. Особенно он отчётлив к югу от 80°с. ш., где сопрягается с субмеридиональным трогом Лены [1].

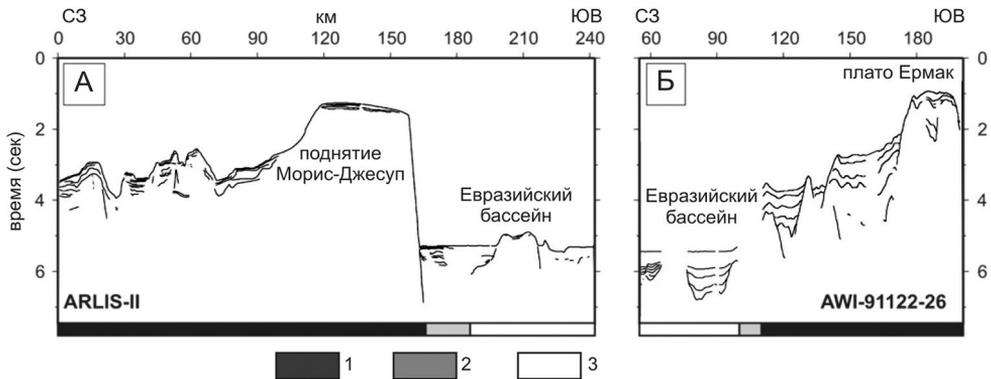


Рис. 6. Сопряжённые сейсмические профили через западную часть Евразийского бассейна, пересекающие поднятие Моррис–Джесуп и северо-западный фланг плато Ермак [26].

Плато Ермак, так же как плато Моррис–Джесуп, наиболее поднято вблизи котловины Нансена (глубины 700 м), затем по сбросовым ступеням опускается до глубины более 2000 м и далее переходит в континентальный склон, за бровкой которого начинается шельф Шпицбергена [1, 33]. Рифтовая зона хребта Гаккеля, как и в районе шельфа моря Лаптевых, упиралась здесь в мощный Гренландско-Шпицбергенский континентальный блок. Однако в отличие от шельфа моря Лаптевых, где диффузный рифтинг сформировал систему грабенов, заполненных осадочным материалом, но не привёл к континентальному расколу, между Гренландией и Шпицбергеном произошёл раскол, в результате которого сформировались погружённые, выдвинутые в сторону океана и симметрично расположенные относительно хребта Гаккеля плато Моррис–Джесуп и Ермак. «Неудавшиеся» попытки проникновения рифтовой зоны хребта Гаккеля в пределы Гренландско-Шпицбергенского континентального блока запечатлены в виде бассейна Софии, в структуре фундамента которого наблюдается палеорифт, или авлакоген [33]. Юго-западная окраина плато Ермак подверглась сдвиговым деформациям, начавшимся ~50 млн лет назад в связи с формированием транзитной зоны между спрединговыми хребтами Гаккеля и Мона [33]. Полагают, что разделение между

плато Ермак и Моррис–Джесуп произошло ~35 млн лет назад, когда изменения в относительном движении между Гренландией и Шпицбергенем стали значительными. Отметим, что в это же время прекратился спрединг в Лабрадорском море [37].

Рельеф континентального подножия и континентального склона. Участки котловин, примыкающие к шельфу Евразии, плавно переходят в поверхность подножия континентального склона в интервале глубин 3800–4200 м в котловине Амундсена и 3200–4000 м в котловине Нансена. Континентальное подножие в рельефе представлено полого наклонённой равниной (углы наклона до 25 минут) по простиранию котловин и значительно большими углами наклона (до 1°) в направлении хребта Гаккеля. В районе континентальной окраины Гренландии и Евразии (архипелаг Шпицберген) подножие образует относительно узкую полосу (до 50 км) в интервале глубин 3800–4200 м и 3800–4000 м соответственно.

Равнины подножия всех котловин формировались под воздействием процессов глубоководного осадконакопления, а также в результате поступления осадков с расположенного выше континентального склона. Осадки сносятся мутьевыми потоками (кратковременные придонные течения, насыщенные осадками в виде взвесей) и подводными оползнями (отрыв и перемещение под действием силы тяжести донных отложений в виде оползневых блоков), которые останавливаются в верхней части континентального подножия из-за резкой смены уклонов дна (участки континентального склона обладают значительно большими уклонами). На отдельных участках континентального склона, где особенности тектонического строения (наличие разломов, например) и высокая активность мутьевых потоков и придонных течений способствуют усилению эрозионной активности, формируются глубоководные каньоны. Эти каньоны, врезанные в континентальный склон и подножие на 300 м и более, отличаются крутыми бортами, узким днищем, извилистостью в плане. Как и их аналоги на суше, они принимают многочисленные притоки. Днища каньонов осложнены террасами и аккумулятивными формами, а в их устьевых частях располагаются конуса выноса – конусовидные аккумулятивные формы. Они формируются потому, что скорость мутьевых потоков на выходе из каньонов уменьшается постепенно и количество отложений возрастает при удалении от устья каньона. Как уже отмечалось, истоки подводных каньонов, как правило, приурочены к устьям шельфовых желобов, в которых велика активность придонных течений и активно идёт процесс сноса осадков с окружающего равнинных участков шельфа. Континентальное подножие поблизости от устьев шельфовых желобов представляет собой поверхность гигантских конусов выноса. Они формируются в результате отложения осадочного материала, поступающего из шельфовых желобов и каньонов континентального склона. Бровка континентального склона располагается на глубинах от 300 м до 500–700 м в устьевых участках шельфовых желобов и на участках погружённых блоков шельфа.

Рельеф шельфа. Рельеф арктического шельфа обусловлен сочетаниями эндогенных (морфоструктура) и экзогенных (морфоскульптура) факторов. Эти факторы взаимодействуют на всей акватории СЛО, но они наиболее ярко проявляются и в наибольшей степени изучены на акватории шельфа. Крупные формы рельефа дна шельфа сформированы при определяющем воздействии эндогенных факторов – горизонтальных и вертикальных движений земной коры. В каждой из групп таких форм действуют определённые экзогенные процессы, формирующие формы рельефа более мелких размеров [11]. В зависимости от особенностей эндогенных процессов (степени погружения в результате различных движений земной коры) и морфологии рельефа

дна в пределах шельфа выделяется пять типов морфоструктур: прибрежная равнина (глубины до 50–100 м), равнина внешнего шельфа (глубины до 100–300 м), равнина погружённого шельфа (глубины от 300–350 до 500–700 м), днище и склоны шельфовых желобов и депрессий (глубины от 300 до 700 м в Карском и Баренцевом морях, и от 50 до 500–600 м в морях восточной части российской Арктики). Первоначальный рельеф арктического шельфа, созданный эндогенными процессами, был существенно переработан экзогенными процессами. Современный рельеф шельфа арктических морей сформирован в результате смены ледниковых и межледниковых обстановок и сопутствующих колебаний уровня моря. Наибольшее влияние на формирование современного рельефа шельфа оказало последнее (вюрмское) оледенение (18–20 тыс. лет назад), которое сопровождалось развитием покровных ледников и глубокой регрессией Мирового океана [11]. Воздействие экзогенных процессов на рельеф дна арктического шельфа в течение четвертичного периода носило различный характер в восточной и западной его частях, формируя его специфику. В западной части в периоды оледенения формировались покровные ледники, которые затрагивали всю восточную часть шельфа вплоть до меридиана 110° в. д. В восточной части покровное оледенение формировалось исключительно в пределах архипелага Новосибирских островов. Поэтому рельеф восточной части шельфа определяется преимущественно процессами шельфового осадконакопления, а западной – древними экзарационными формами и формами ледниковой аккумуляции. Расчленённость рельефа в Баренцевом и Карском морях гораздо выше. Здесь перепады глубин местами достигают 200–400 м. В восточных морях эта величина не превышает, как правило, 50–100 м.

В пределах Белого моря преобладают глубины порядка 60 м. Максимальная глубина составляет 300–330 м, она приурочена к впадине северо-западного простирания, которая протягивается от Онежского полуострова к Кандалакшскому заливу. Наиболее мелководная – северная часть моря. Глубины здесь достигают 60–70 м только в северной части пролива, соединяющего Белое море с Баренцевым. В центральной части моря располагается впадина субширотного простирания с глубинами до 100 м. Её дно плавно повышается по направлению к суше.

Рельеф Баренцева моря – наиболее сложный из всех морей российской Арктики. Его отличительной чертой является наличие большого числа желобов и поднятий. Глубины изменяются в диапазоне от 40–50 до 400–700 м. В южной части акватории располагаются поднятия Канинской, Мурманской и Гусиной банок. Севернее – Центральное поднятие и поднятие Персея. Между ними в субмеридиональном направлении протягивается Центральный жёлоб, а вдоль Кольского полуострова располагается Нордкапский жёлоб. Глубины в этих желобах не превышают 350–400 м. Севернее широты моря Желания дно моря расчленено субмеридиональными желобами Святой Анны и Франц-Виктория, которые располагаются к западу и востоку от погружённой части шельфа с архипелагом Земля Франца-Иосифа. В устьевых частях желобов глубины дна достигают 500–700 м.

Рельеф Карского моря также отличается значительным расчленением. Южная часть акватории моря сформирована аккумулятивной равниной, образованной наносами крупнейших рек Обь, Таз и Енисей. Глубины здесь не превышают 30–50 м. Восточная часть моря подвергалась воздействию покровных ледников, спускавшихся с Новосибирских островов и гор полуострова Таймыр. В западной части моря параллельно архипелагу Новая Земля располагается Новоземельский жёлоб с глубинами дна до 500 м и хаотически расположенные поднятия с глубинами до 30–100 м. Рельеф

северной части акватории образован двумя крупными желобами – Святой Анны и Воронина. Глубины в жёлобе Воронина достигают 600 м. Между ними располагается мелководная (глубины до 30–100 м) Центрально-Карская возвышенность с островами Ушакова и Визе. Крупнейшие шельфовые желоба Баренцева и Карского морей имеют рифтогенную природу и ограничены разломами.

Рельеф морей восточной части Российской Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское) отличается однородностью, малой глубиной дна и невысоким расчленением рельефа [7]. Южная часть акваторий сформирована аккумулятивными равнинами, образованными в результате накопления осадков, приносимых реками Хатанга, Лена, Индигирка, Яна и другими. Для моря Лаптевых характерна система рифтогенных депрессий глубиной до 50 м, образованных на продолжении хребта Гаккеля. Для центральных частей Восточно-Сибирского и Чукотского морей характерен выровненный рельеф с глубинами 25–100 м. Поверхность дна расчленена ложбинами и депрессиями, которые, предположительно, являются древними руслами рек. Северная часть шельфа моря отличается большими глубинами – она погружена до глубин 100–500 м и формирует крупную ступень погружённого шельфа.

Морфоструктуры дна Северного Ледовитого океана. Арктический океан включает следующие морфоструктуры высшего порядка (рис. 7):

- морфоструктуры шельфа, расположенные на затопленном продолжении материка и подстилаемые континентальной корой;
- морфоструктуры континентального склона и подножья, подстилаемые преимущественно корой переходного типа;
- морфоструктуры ложа океана, подстилаемые корой различных типов от типичной океанической до континентальной различной степени деструкции;
- морфоструктуры срединно-океанического хребта Гаккеля, подстилаемые океанической корой.

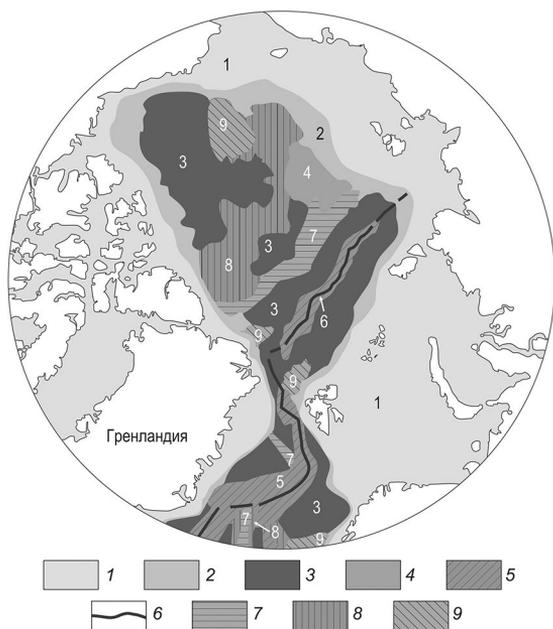


Рис. 7. Схема морфоструктур Северного Ледовитого океана. 1 – шельф, 2 – континентальный склон и подножье, 3 – абиссальные равнины на океанической коре, 4 – абиссальные равнины на континентальной коре, 5 – поднятия СОХ, 6 – рифтовая долина, 7 – сводово-глыбовые поднятия на угонённой континентальной коре, 8 – тектоно-магматические блоковые поднятия, 9 – погружённые краевые плато с угонённой континентальной корой.

Морфоструктуры шельфа в зависимости от батиметрического положения подразделяются на морфоструктуры второго порядка, приуроченные к погружённому, внешнему шельфу и мелководному, внутреннему шельфу. К погружённому шельфу относится северо-западная и северная часть акватории Баренцева моря. К мелководному шельфу относится акватория южной части Баренцева моря и всех остальных шельфовых морей Арктики. Морфоструктуры шельфа служат подводным продолжением морфоструктур суши, и их распределение также определяется принадлежностью крупных геоструктур материков к древним (Баренцево море, восточная часть акватории Карского моря) и молодым (западная часть акватории Карского моря и акватории морей Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского) платформам. Принадлежность к платформам различной возрастной генерации определяет морфоструктуры третьего порядка, которые в зависимости от строения и рельефа поверхности дна подразделяются на структурно-денудационные возвышенности и аккумулятивные и пластово-аккумулятивные равнины. Все перечисленные морфоструктуры подстилаются континентальной корой и приурочены преимущественно к областям новейших опусканий. Наиболее широко структурно-денудационные возвышенности развиты в пределах северо-западной и северной частей Баренцева моря. К наиболее крупным из них приурочены острова и архипелаги. Наибольшая часть площади шельфа классифицируется как принадлежащая к аккумулятивным и пластово-аккумулятивным равнинам; наиболее обширным распространением они пользуются в восточной части шельфа (моря Восточно-Сибирское, Чукотское) и в южной части Баренцева и Карского морей. Вне вышеизложенной классификации выделяются морфоструктуры равнин шельфовых желобов и депрессий, предположительно обладающие рифтогенной природой и подстилаемые континентальной корой различной степени деструкции. Борты крупнейших желобов трассируются крупными морфолинеаментами и приурочены к разломным зонам. Наиболее крупные желоба приурочены к западной части шельфа и акваториям северо-западной и северной частей Баренцева моря (Центральная котловина, трог Франц-Виктория, трог Святая Анна), менее крупные желоба наблюдаются в акваториях Карского моря (трог Воронина), моря Лаптевых (ложбина Бегичева) и Чукотского (трог Геральд).

Шельф отделяется от глубоководной части Северного Ледовитого океана системой морфоструктур континентального склона и подножья. Они маркируют переход от континентальной коры к океанической коре и подстилаются переходной корой. К морфоструктурам данной группы принадлежат участки краевых плато и сбросовых ступеней, широко представленные в восточной части шельфа, а также на траверзе архипелага Земли Франца-Иосифа. Основная часть морфоструктур этой группы представлена сбросовыми и флексурными уступами континентального склона. Наклонные равнины в основании континентального склона широко развиты в восточной части котловин Амундсена и Нансена, и на большей своей площади подстилаются преимущественно океанической корой, но были внесены в данную группу по причине общности строения: наклонные равнины служат аккумулятивными шлейфами, формирующимися в результате накопления материала у подножья континентального склона. Нередко области шельфовые выдвинуты далеко в сторону океанических котловин, формируя погружённые плато и поднятия, сложенные континентальной корой, утонённой в процессе рифтогенеза: Ермак, Моррис Джесуп, Чукотское и Нордвинд.

Морфоструктуры ложа океана подстилаются корой различных типов. Равнины абиссальных котловин подстилаются океанической корой (котловины Амундсена и

Нансена), и, предположительно, корой различной степени деструкции (котловины Макарова, Подводников).

Поднятия ложа океана представлены сводово-глыбовым хребтом Ломоносова, подстилаемым утонённой континентальной корой и сформированным в результате отчленения протяжённого континентального блока от Евразийского материка в ходе рифтогенеза и последующего спрединга на хребте Гаккеля. С обеих сторон его окаймляют морфоструктуры переходных зон, во многом сходные по строению с аналогичными в переходных зонах от шельфа к ложу океана. Природа морфоструктур поднятия Альфа-Менделеева требует более детального изучения. По всей видимости, эти поднятия в морфоструктурном отношении представляют собой тектонически раздробленные блоковые структуры, осложнённые вулканическими горами на утонённой континентальной коре, испытавшей воздействие мантийного плюма.

Заключение. Несмотря на то, что размер Северного Ледовитого океана гораздо меньше размеров других океанов, рельеф его дна чрезвычайно разнообразен. Здесь встречаются все типы морфоструктур, характерные для любого океана: континентальные окраины с характерными структурами континентального шельфа, склона и подножия, глубоководные котловины разной глубины и возраста, подводные хребты и поднятия разной морфологической выраженности и генезиса. Однако соотношения отдельных морфоструктурных элементов дна в Северном Ледовитом океане резко отличны от таковых в других океанах Земли. Рельеф дна СЛО, с одной стороны, является результатом совместной деятельности широкого спектра эндогенных и экзогенных процессов, а с другой – важным индикатором интенсивности проявления этих процессов в течение всей истории развития Арктического бассейна. Наряду со структурами, для которых можно чётко установить геодинамическую природу рельефа и тип слагающей их коры (спрединговая природа хребта Гаккеля, котловины Канадская, Нансена и Амундсена, подстилаемые океанической корой, континентальная природа коры хребта Ломоносова), имеется немало структур, морфология которых, а также геофизические данные пока не позволяют сделать однозначные выводы о природе их происхождения и особенностях строения и эволюции. К таким структурам относятся хребет Альфа-Менделеева, сложенный, по всей видимости, утонённой континентальной корой, сильно изменённой плюмовым магматизмом, сформировавшим арктическую магматическую провинцию. Немало вопросов остаётся и при объяснении происхождения котловин Подводников и Макарова.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 18-05-00-378).

ЛИТЕРАТУРА

1. Авенариус И.Г., Евтеева И.С., Логинова И.Э., Репкина Т.Ю. Подобие новейшей морфоструктуры Шпицберген-Северо-Гренландского и Лаптевского регионов // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Мурманск. 2006. С. 217–236.
2. Арктический бассейн (геология и морфология) / Ред. В.Д. Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология. 2017. 291 с.
3. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. Т. 3. Изд. ГУНиО МО СССР. 1983.
4. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
5. Гусев Е.А. Камни на дне Северного Ледовитого океана // Природа. 2014. № 8. С. 31–38.
6. Каминский В.Д., Мурзин Р.Р., Поселов В.А., Буценко В.В., Глебовский В.Ю., Павленкин А.Д., Поселова Л.Г. Геофизическая изученность основных геоструктур СЛО и обоснованность существующих геологических гипотез // Материалы Межд. конф. «Морфология и геологическая природа глубоководных акваторий и подводных поднятий Арктического бассейна». М.: ВНИИОкеангеология, МПР РФ, 2004. С. 12.

7. Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А. Реконструкция перемещений плит в арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 1108–1125.
8. Ласточкин А.Н., Нарышкин Г.Д. Новые представления о рельефе дна Северного Ледовитого океана // Океанология. 1989. Том XXIX, вып. 6. С. 968–973.
9. Лейченко Г.Л., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Агранов Г.Д. Формирование и развитие микроконтинентов плато Кергелен, Южная часть Индийского океана // Геотектоника. 2018.
10. Нарышкин Г.Д. Рельеф дна Арктического бассейна. Автореф. д.г.н. М.: МГУ, 2001. 64 с.
11. Никифоров С.Л., Островский Д.Б., Павлидис Ю.А., Селезнёв И.А. История развития рельефа шельфа Арктики и создание цифровой модели морского дна // Подводные исследования и робототехника. 2007. № 1 (3). С. 66–75.
12. Океаны и материки. Кн. 1 / Садовничий В.А., Козодёров В.В., Ушаков С.А., Дубинин Е.П., Ушакова Л.А., Залогин Б.С., Кузьминская К.С. М.: Изд-во МГУ, 2003. 400 с.
13. Рельеф дна Северного Ледовитого океана. М. 1:5 000 000. СПб.: ГУНиО МО, ВНИИ-Океангеология, РАН, 1998.
14. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
15. Центральный Арктический бассейн. М. 1:2 500 000. СПб.: ГУНиО МО РФ, 2002. № 91115.
16. Amante C., Eakins B.W. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: procedures, data sources and analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. 19 p. March 2009.
17. Bathymetry of the Arctic Ocean. US Naval Research Laboratory – Acoustic Division. Washington, 1985.
18. Bruvold V., Kristoffersen Y., Coakley B.J., Hopper J. Hemipelagic deposits on the Mendeleev and Alpha sub-marine ridges in the Arctic Ocean: acoustic stratigraphy, depositional environment and inter-ridge correlation calibrated by the ACEX results // Marine Geophys. Research 2010. V. 31. P. 149–171. DOI 10.1007/s11001-010-9094-9.
19. Canadian Hydrographic Service. General Bathymetry Chart of the Oceans (GEBCO). Sheet 5.17, Scale 1:6 000 000. Ottawa: Canadian Hydrographic Service, 1979.
20. Cochran J.R., Kurras G.J., Edwards M.H. & Coakley B.J. The Gakkel Ridge: bathymetry, gravity anomalies and crustal accretion at extremely slow spreading rates // J. geophys. Res. 2003. 108, 2116. DOI 10.1029/2002JB001830.
21. Cochran J.R., M.H. Edwards, Coakley B.J. Morphology and structure of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7, №5, Q05019. DOI 10.1029/2005GC001114.
22. Cochran J.R. Seamount volcanism along the Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2008. P. 1153–1173. DOI 10.1111/j.1365246X.2008.03860.x.
23. Dove D., Coakley B., Hopper J., Kristoffersen Y. HLY0503 Geophysics Team. Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics // Geophysical J. Int. 2010. V. 183. P. 481–502. DOI 10.1111/j.1365-246X.2010.04746.x.
24. Drachev S.S., Kaul N., Beliaev V.N. Eurasias preading bas into Laptev Shelf transition: structural pattern and heat flow // Geophys. J. Int. 2003. V.152. P. 688–698.
25. Ehlers B.-M. and Jokat W. Subsidence and crustal roughness of ultra-slow spreading ridges in the northern North Atlantic and Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2009. V.177. P. 451–462. DOI 10.1111/j.1365-246X.2009.04078.x.
26. Engen Ø., Faleide J.I., Dyreng T.K. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // Tectonophysics. 2008. V. 450. P. 51–69
27. Evangelatos J., Funck T., Mosher D.C. The sedimentary and crustal velocity structure of Makarov Basin and adjacent Alpha Ridge // Tectonophysics. 2017. V. 696–697. P. 99–114.
28. General Bathymetric Chart of the Ocean. 2009. Ver. 2 (<http://www.marine-geo.org>).
29. Glebovsky V.Yu., Kaminsky V.D., Minakov A.N., Merkur'ev S.A., Childers V.A., Brozena J.M. Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // Geotectonics. 2006. V. 40, № 4. P. 263–281.
30. Jakobsson M., Cherkis N., Woodward J., Danish R., Macnab R., Cookley B. New Grid of Arctic Bathymetry Aids Scientists and Mapmakers // EOS. 200. V. 81, № 9. 29.02.2000 (www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/arctic.html).

31. Jakobsson M., Mayer L., Coakley B., et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 // *Geophysical Res. Letters*. 2012. V. 39, L12609. DOI 10.1029/2012GL052219.
32. Jokat W. Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2003. № 152. P. 185–201.
33. Jokat W., Geissler W., Voss M. Basement structure of the north-western Yermak Plateau // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35, L05309. DOI10.1029/2007GL032892.
34. Michael P.J. Langmuir C.H., Dick H.J.B., et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // *Nature*. 2003. V. 423. P. 56–961.
35. Minakov A.N., Podladchikov Yu.Yu., Faleide J.I., Huismans R.S. Rifting assisted by shear heating and formation of the Lomonosov Ridge // *Earth planet. Science Letters*. 2013. V. 373. P. 31–40.
36. Moran K., Backman J., Brinkhuis H. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean // *Nature*. 2006. V. 441 (<http://dx.doi.org/10.1038/nature04800>).
37. Osler J.C., Loudon K.E. Extinct spreading center in the Labrador Sea: Crustal structure from a two-dimensional seismic refraction velocity model // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 2261–2278.
38. Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere – A review // *Tectonophysics*. 2014. V. 628. P. 1–25.
39. Schenke H.W., Gauger S. AWI Bathymetric Chart of the Gakkel Ridge (AWI BCGR) (Scale 1:150,000). Bremerhaven: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 2007 (<http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.733039>).
40. Torsvik T.H., Amundsen H.E.F., Trønnes R.G. Continental crust beneath southeast Iceland. 2015. PNAS Early Edition (www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1423099112).
41. Weigelt E., Jokat W. Peculiarities of roughness and thickness of oceanic crust in the Eurasian Basin, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 45. P. 505–516.

REFERENCES

1. Avenarius I.G., Evteeva I.S., Loginova I.E., Repkina T.Yu. The newest similarity of morphological structure in the Spitsbergen-North Greenland and Laptev regions. *Kompleksnye issledovaniya prirody Shpicbergena*. 217–236 (Murmansk, 2006) (in Russian).
2. Kaminskij V.D. (ed.). *Arctic basin (Geology and morphology)*. 291 p. (S.-Petersburg: VNIIOkeangeologiya, 2017) (in Russian).
3. *Atlas of the oceans. Arctic ocean*. V.3 (Izd. GUNiO MO SSSR, 1983) (in Russian).
4. Bogdanov N.A. Tektonika Arkticheskogo okeana. *Geotektonika*. 3. 13–30 (2004) (in Russian).
5. Gusev E.A. Rocks at the bottom of the Arctic ocean. *Priroda*. 8, 31–38 (2014) (in Russian).
6. Kaminskii V.D., Murzin R.R., Poselov V.A., Butsenko V.V., Glebovskii V.Iu., Pavlenkin A.D., Poselova L.G. Geophysical study of the basic GEO-structures of NIO and the validity of existing geological hypotheses. *Proceedings of the international conference “Morphology and geological nature of deep-water areas of the Arctic basin”* (Moscow: VNIIOkeangeologiya. Ministerstvo prirodny`x resursov Rossijskoj Federacii, 2004) (in Russian).
7. Kulakov I.Iu., Gaina K., Dobretsov N.L., Vasilevskii A.N., Bushenkova N.A. Reconstruction of plate displacements in the Arctic region on the basis of complex analysis of gravitational, magnetic and seismic anomalies. *Geologiya i geofizika*. 54 (8), 1108–1125 (2013) (in Russian)
8. Lastochkin A.N., Naryshkin G.D. New ideas about the bottom relief of the Arctic ocean. *Okeanologiya*. XXIX (1), 968–973 (1989) (in Russian).
9. Leichenkov G.L., Dubinin E.P., Grokholskii A.L., Agranov G.D. The formation and development of microcontinents Kerguelen plateau, southern Indian ocean. *Geotektonika* (2018) (in Russian).

10. Naryshkin G.D. *The bottom relief of the Arctic basin*. Author's abstract of the Dr.Sci (geogr.). 64 p (Moscow: MGU, 2001) (in Russian).
11. Nikiforov S.L., Ostrovskii D.B., Pavlidis Iu.A., Seleznev I.A. History of the relief development of the Arctic shelf and creation of digital models of the seabed. *Podvodnyye issledovaniya i robototekhnika*. **1** (3), 66–75 (2007) (in Russian).
12. Sadovnichii V.A., Kozoderov V.V., Ushakov S.A., Dubinin E.P., Ushakova L.A., Zalogin B.S., Kuzminskaia K.S. *Oceans and continents*. Book 1. 400p. (Moscow: MGU, 2004) (in Russian)
13. *Relief of the bottom of the Arctic ocean*. Scale 1:5000000 (S.-Petersburg: GUNiO MO, VNIIOkeangeologiya, RAN, 1998) (in Russian).
14. Khain V.E. *Tectonics of continents and oceans*. 606 p. (Moscow: Nauchny`j mir, 2001) (in Russian).
15. *The Central Arctic basin*. Scale 1:2 500 000. (S-Petersburg: GUNiO MO RF, 2002, № 91115) (in Russian).
16. Amante C., Eakins B.W. *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: procedures, data sources and analysis*. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. 19 p. (March 2009).
17. *Bathymetry of the Arctic Ocean*. (US Naval Research Laboratory - Acoustic Division. Washington, 1985).
18. Bruvold, V., Kristoffersen, Y., Coakley, B.J., Hopper, J. Hemipelagic deposits on the Mendeleev and Alpha sub-marine ridges in the Arctic Ocean: acoustic stratigraphy, depositional environment and inter-ridge correlation calibrated by the ACEX results. *Marine Geophys. Research*. **31**, 149–171 (2010). DOI 10.1007/s11001-010-9094-9.
19. *Canadian Hydrographic Service. General Bathymetry Chart of the Oceans (GEBCO)*. Sheet 5.17. Scale 1:6 000 000 (Ottawa: Canadian Hydrographic Service, 1979).
20. Cochran, J.R., Kurras, G.J., Edwards, M.H. & Coakley, B.J. The Gakkel Ridge: bathymetry, gravity anomalies and crustal accretion at extremely slow spreading rates. *J. geophys. Res.* **108**, 2116 (2003). DOI 10.1029/2002JB001830.
21. Cochran, J.R., M.H. Edwards, Coakley B.J. Morphology and structure of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **7** (5), Q05019 (2006). DOI 10.1029/2005GC001114.
22. Cochran J.R. Seamount volcanism along the Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Geophys. J. Int.* **P.** 1153–1173 (2008). DOI 10.1111/j.1365246X.2008.03860.x.
23. Dove D., B. Coakley, J. Hopper, Y. Kristoffersen. HLY0503 Geophysics Team. Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics. *Geophys. J. Int.* **183**, 481–502 (2010). DOI 10.1111/j.1365-246X.2010.04746.x.
24. Drachev S.S., Kaul N., Beliaev V.N. Eurasias preadingbas into Laptev Shelftransition: structural pattern and heat flow. *Geophys. J. Int.* **152**, 688–698 (2003).
25. Ehlers, B.-M., and W. Jokat. Subsidence and crustal roughness of ultra-slow spreading ridges in the northern North Atlantic and Arctic Ocean. *Geophys. J. Int.* **177**, 451–462 (2009). DOI 10.1111/j.1365-246X.2009.04078.x.
26. Engen Ø., Faleide J.I., Dyreng T. K. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints. *Tectonophysics*. **450**, 51–69 (2008).
27. Evangelatos J., Funck T., Mosher D.C. The sedimentary and crustal velocity structure of Makarov Basin and adjacent Alpha Ridge. *Tectonophysics*. **696–697**, 99–114 (2017).
28. *General Bathymetric Chart of the Ocean*. Ver. 2 (2009) (<http://www.marine-geo.org>).
29. Glebovsky V.Yu., Kaminsky V.D., Minakov A.N., Merkur'ev S.A., Childers V.A., Brozena J.M. Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field. *Geotectonics*. **40** (4), 263–281 (2006).

30. Jakobsson M., Cherkis N., Woodward J., Danish R., Macnab R., Cookley B. New Grid of Arctic Bathymetry Aids Scientists and Mapmakers. *EOS*. **81** (9) (29.02.2000) (www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/arctic.html).
31. Jakobsson M., Mayer L., Coakley B., Dowdeswell J.A., Forbes S., Fridman B., Hodnesdal H., Noormets R., Pedersen R., Rebecco M., Schenke H.W., Zarayskaya Yu., Accettella D., Armstrong A., Anderson R.M., Bienhoff P., Camerlenghi A., Church I., Edwards M., J.V.Gardner, Hall J.K., Hell B., Hestvik O., Kristoffersen Y., Marcussen C., Mohammad R., Mosher D., Nghiem S.V., Pedrosa M.T., Travaglini P.G., and Weatherall P. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0. *Geophysical Res. Letters*. **39**, L12609 (2012). DOI 10.1029/2012GL052219.
32. Jokat W. Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean. *Geophys. J. Int.* **152**, 185–201 (2003).
33. Jokat, W., W. Geissler, and M. Voss. Basement structure of the north-western Yermak Plateau. *Geophys. Res. Lett.* **35**, L05309 (2008). DOI 10.1029/2007GL032892.
34. Michael P.J., Snow J.E., Goldsteink S.L., Graham D.W., Lehnert K., Kurras G., Jokat W., Muhe R., Edmonds H.N. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean. *Nature*. **423**, 56–961 (2003).
35. Minakov A.N., Podladchikov Yu.Yu., Faleide J.I., Huisman R.S. Rifting assisted by shear heating and formation of the Lomonosov Ridge. *Earth planet. Science Letters*. **373**, 31–40 (2013).
36. Moran K., Backman J., Brinkhuis H. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature*. **441** (2006) (<http://dx.doi.org/10.1038/nature04800>).
37. Osler J.C., Loudon K.E. Extinct spreading center in the Labrador Sea: Crustal structure from a two-dimensional seismic refraction velocity model. *J. Geophys. Res.* **100**, 2261–2278 (1995).
38. Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere – A review. *Tectonophysics*. **628**, 1–25 (2014).
39. Schenke H.W., Gauger S. AWI Bathymetric Chart of the Gakkel Ridge (AWI BCGR). Scale 1:150 000. (Bremerhaven: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 2007) (<http://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.733039>).
40. Torsvik T.H., Amundsen H.E.F., Trønnes R.G. *Continental crust beneath southeast Iceland* (PNAS Early Edition, 2015) (www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1423099112).
41. Weigelt E., Jokat W. Peculiarities of roughness and thickness of oceanic crust in the Eurasian Basin, Arctic Ocean. *Geophys. J. Int.* **45**, 505–516 (2001).