

УДК 551.462.6(268:261)

ПОДНЯТИЯ АМЕРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И ВОЗМОЖНЫЕ АНАЛОГИ В АТЛАНТИЧЕСКОМ ОКЕАНЕ

© 2019 г. В. А. Поселов*, В. В. Верба, С. М. Жолондз**, В. В. Буценко***

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов

Мирового океана им. академика И.С. Грамберга,

Санкт-Петербург, Россия

**e-mail: vap@vniio.nw.ru*

***e-mail: szh@vniio.nw.ru*

****e-mail: vicb@vniio.nw.ru*

Поступила в редакцию 03.03.2016 г.

После доработки 07.12.2018 г.

Принята к публикации 05.02.2019 г.

Дана геоморфологическая и геолого-геофизическая характеристика основных положительных морфоструктур Амеразийского бассейна — хребта Ломоносова, хребта Альфа, поднятия Менделеева, Чукотского плато и хребта Нортвинд. Приведены временные и глубинные сейсмические разрезы до поверхности Мохо хребта Ломоносова и его зон сочленения с Пригренландским и Восточно-Сибирским шельфами, а также временные и глубинные разрезы хребта Альфа, поднятия Менделеева и Чукотского плато. Разрезы построены на основании профильных сейсмических исследований ГСЗ и МОВ-ОГТ. Показано сходство глубинных разрезов вышеперечисленных морфоструктур с типичными разрезами континентальной коры. Приведены краткие геолого-геофизические данные о строении положительных морфоструктур Атлантического океана — плато Рокколл и Воринг, континентальная природа которых не вызывает дискуссий. Отмечена связь образования положительных морфоструктур северной части Атлантического океана и Северного Ледовитого океана с процессами континентального рифтогенеза и сопутствующего ему внутриплитного магматизма.

Ключевые слова: земная кора и осадочный чехол хребтов Ломоносова, Альфа, поднятия Менделеева, Чукотского плато, хребта Нортвинд; континентальный рифтогенез; внутриплитный магматизм

DOI: 10.31857/S0030-1574595810-825

ВВЕДЕНИЕ

Положительные морфоструктуры океана в своих главных чертах представлены двумя разновидностями — рифтогенной и глыбово-вулканической. Рифтогенная морфоструктура — это глубоко эшелонированная система рифтовых гряд и долин, унаследованная от срединно-океанических хребтов (СОХ). Глыбово-вулканические морфоструктуры, объединяющие совокупность океанических поднятий, напрямую не связанных с современными зонами СОХ, свойственны периферийным областям океана.

Развитие структуры континентальных окраин на начальном этапе образования океана полностью контролируется процессами континентального рифтогенеза, которые сопровождаются интенсивным внутриплитным магматизмом [6, 15]. Возникающие при этом краевые уступы континента представляют собой сегменты рифтогенных континентальных окраин, разделен-

ных грабенами. Такой тип эволюции континентальных окраин и погружения их периферийных областей характерен для Северной Атлантики, где опущенные на разные уровни блоки континентальной коры образуют подводные плато Воринг, Рокколл, Поркьюпайн, Иберийское, Орфан, Блейк [7].

Вопрос о происхождении положительных геоструктур Амеразийского бассейна Арктического океана остается до сих пор дискуссионным.

Систематизация полученных после 2002 г. российских сейсмических данных МОВ-ОГТ и МОВ-МПВ в виде специализированного банка данных открыла возможность исследования пространственного распространения осадочных толщ, принадлежащих к определенным сейсмическим горизонтам, анализа их скоростных характеристик [12]. Существенный вклад в изучение глубинных разрезов земной коры СЛО внесли работы ГСЗ, выполненные ФГУП «ВНИИ-Океангеология им. И.С. Грамберга» и Полярной

морской геологоразведочной экспедицией по системе Арктических геотраверсов [16]. Активизировались и международные исследования в Северном Ледовитом океане на НИЛ «Polarstern», «Oden», «Healy» и «St. Louis».

В 1999 г. совместными усилиями ГУНиО МО РФ и ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И. С. Грамберга» была создана и опубликована карта рельефа дна Северного Ледовитого океана масштаба 1:5 000 000. В 2002 г. на основе дополнительных данных была создана карта масштаба 1:2 500 000. В цифровом виде первая международная батиметрическая карта Арктического океана (ИВСаО) была создана в 1999 г. В настоящее время опубликована версия ИВСаО 3.0 [30]. Результаты картографирования подтвердили традиционное представление о разделении Арктического бассейна на Евразийский и Амеразийский бассейны [11, 29].

КОМПЛЕКС ЦЕНТРАЛЬНО-АРКТИЧЕСКИХ ПОДВОДНЫХ ПОДНЯТИЙ

В Амеразийском бассейне по комплексу разнорядковых форм рельефа и их батиметрическому положению выделены две провинции — комплекс Центрально-Арктических подводных поднятий и Канадская котловина. Анализ рельефа комплекса показал, что по геоморфологическим параметрам он представляет единое образование, являющееся естественным продолжением континентальных окраин Евразии и Северной Америки [11]. Все элементы этого комплекса тесно взаимосвязаны между собой и с прилегающими континентами, продолжением которых, судя по их морфологии, они и являются.

В комплекс Центрально-Арктических подводных поднятий входят следующие положительные морфоструктуры: хребет Ломоносова, хребет Альфа, поднятие Менделеева, Чукотское плато и хребет Нортвинд. Их разделяют котловины Макарова, Подводников, Чукотская и Менделеева. Особенности строения земной коры комплекса Центрально-Арктических подводных поднятий на примере каждой из перечисленных положительных морфоструктур будут предметом нашего анализа (рис. 1).

Хребет Ломоносова. Строение самой западной структуры комплекса Центрально-Арктических подводных поднятий — хребта Ломоносова, служащего естественной границей, отделяющей Амеразийский бассейн от Евразийского, вызывает меньше всего дискуссий. Он непрерывно

прослеживается от континентальной окраины Евразии до Гренландии и острова Элсмир.

Строение хребта Ломоносова в последние годы было предметом комплексных геолого-геофизических исследований российских, немецких, датских и канадских экспедиций. По батиметрическим данным, хребет имеет ярко выраженное блоковое строение [11], асейсмичен, становление его современной структуры связано с заложением и развитием спредингового Евразийского бассейна.

На присибирском фланге хребта в 2007 г. на профиле длиной 650 км были проведены сейсмические работы методом ГСЗ (рис. 2), которые впервые сопровождались сейсмическим профилированием МОВ-ОГТ с косой длиной 8 км (рис. 3).

По данным ГСЗ, общая мощность коры в пределах изученных блоков хребта составляет 22–24 км и плавно, без резкого тектонического сочленения, предполагаемого некоторыми исследователями, увеличивается до 28 км под сибирской континентальной окраиной (рис. 2). Мощность осадочного слоя вдоль простирания хребта меняется незначительно и не превышает 3.0 км. Столь же постоянными являются сейсмические скорости в верхней коре: на всем протяжении профиля от шельфа Новосибирских островов до приполюсной части хребта они составляют 6.0–6.4 км/с. Скорости в нижней коре не превышают значений 6.7 км/с [14, 34].

На скоростной модели земной коры вдоль профиля «Арктика-2007» прослежены два осадочных комплекса, разделенных несогласием. Верхний комплекс характеризуется скоростями от 1.9–2.6 км/с на шельфе и до 1.9–2.5 км/с на хребте Ломоносова; нижний — скоростями от 3.1–3.5 км/с на шельфе, 2.8–4.2 км/с в прогибе Вилькицкого и до 2.6–3.8 км/с на хребте Ломоносова. Суммарная мощность комплексов достигает максимума ~7 км в депоцентре прогиба Вилькицкого, на хребте Ломоносова она не превышает ~3 км [14, 34] (рис. 2).

Профиль МОВ-ОГТ А-7 проходит от Новосибирских островов вдоль хребта Ломоносова до 83.5° с. ш. (длина профиля 830 км) (рис. 3).

Основание верхнего горизонта соответствует главному перерыву, установленному по данным глубоководного бурения на хребте Ломоносова (44–18 млн лет) в экспедиции ACEX IODP 302, который отделяет богатые биогенным материалом породы среднего эоцена, отложившиеся в прибрежных условиях осадконакопления,

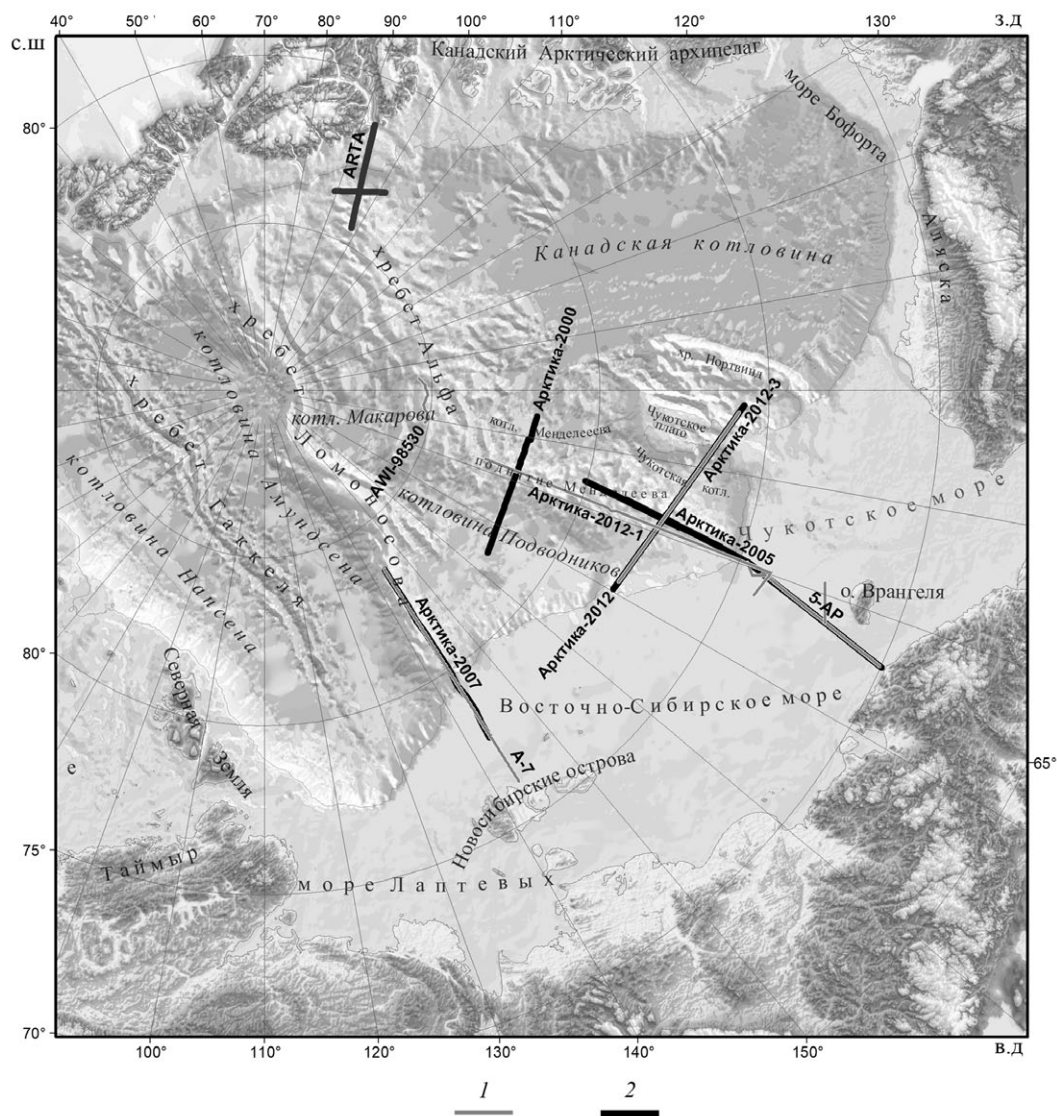


Рис. 1. Схема профилей, рассматриваемых в статье. 1 — профили МОВ-ОГТ; 2 — профили ГСЗ.

от гемипелагических отложений раннего миоцена с небольшим количеством биогенных остатков [17] (рис. 3). Это несогласие интерпретируется нами как предмиоценовое, а с учетом его прослеживаемости в пределах всего Амеразийского бассейна — как региональное предмиоценовое (RU) [3, 20, 34].

Ниже регионального несогласия уверенно прослеживается еще одно несогласие (рис. 3). По аналогии с привязкой к данным бурения сейсмического разреза по профилю AWI91090, оно ассоциируется со вторым значительным перерывом в разрезе (80–56 млн лет). Слои ниже этого несогласия отнесены к верхнему мелу из-за присутствия на забое скважины 302 трехметрового слоя рыхлых осадков, содержащих

органические остатки кампанского возраста и обломки литифицированных осадочных пород неустановленного происхождения [17]. Соответственно, второе несогласие интерпретируется как посткампанское (pCU), а его формирование связывается с кардинальным изменением обстановки осадконакопления на рубеже мела и палеогена, возможно, инициированным начальной фазой раскрытия Евразийского бассейна [3, 14, 34].

На рассматриваемом разрезе профиля А-7 хорошо видно, что в сторону шельфа (на юг) оба несогласия на хребте Ломоносова практически сливаются (рис. 2). Слившееся несогласие (RU+pCU), так же как и RU, подстилает на хребте Ломоносова гемипелагические осадки.

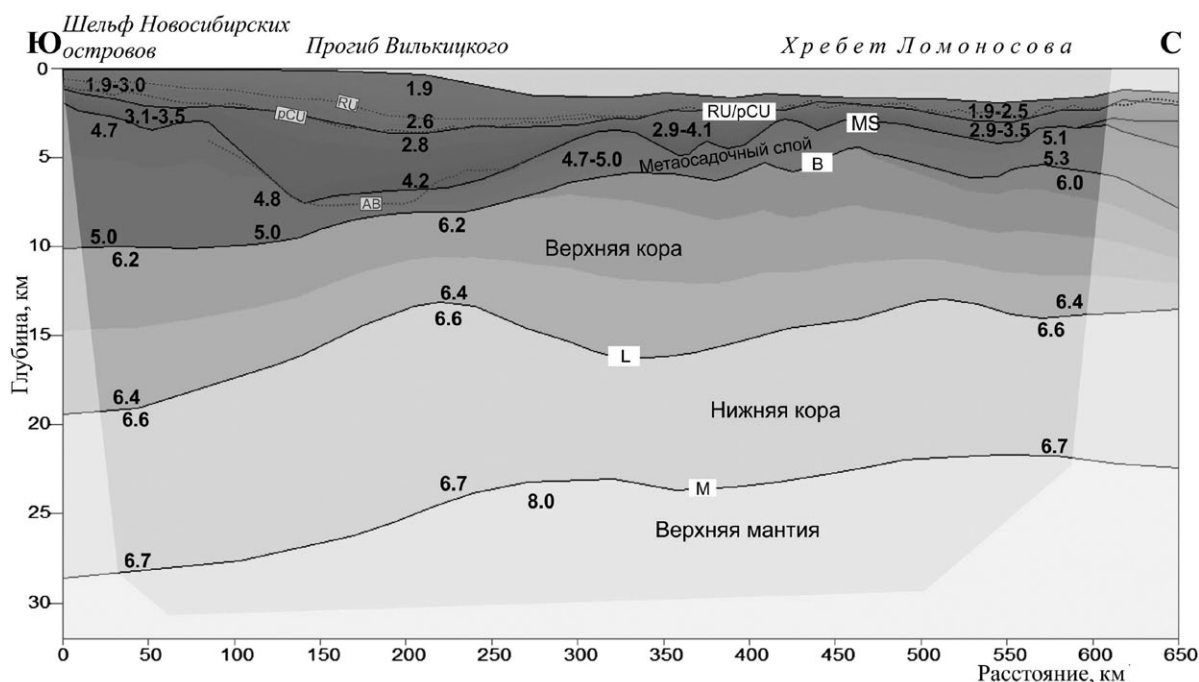


Рис. 2. Скоростная модель земной коры вдоль профиля ГСЗ «Арктика-2007» [14].

RU — региональное предмиоценовое несогласие, pCU — посткампанское несогласие, AB — акустический фундамент, MS — поверхность метаосадочного слоя, B — кровля верхней коры, L — кровля нижней коры, M — Мохо, 6.1 — скорости P-волн (км/с), точечные голубые линии — положение главных несогласий на T/D преобразованном разрезе МОВ-ОГТ А-7.

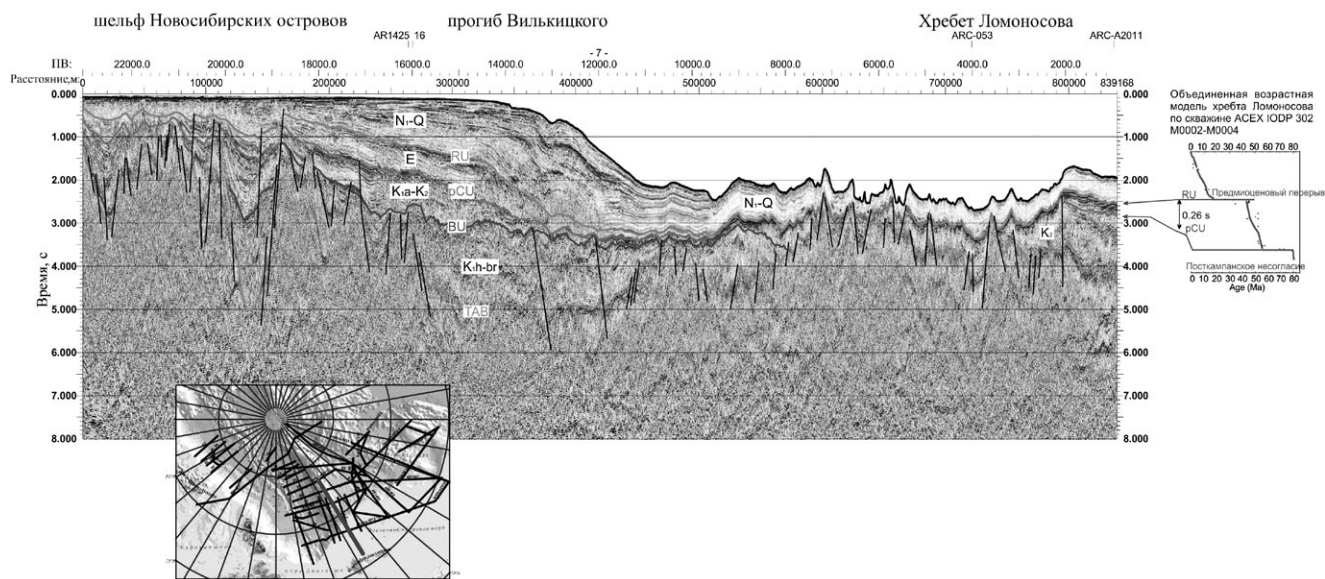


Рис. 3. Интерпретированный разрез МОВ-ОГТ вдоль профиля А-7 [14].

RU — региональное предмиоценовое несогласие; pCU — посткампанское несогласие; BU — брукское несогласие; TAV — поверхность акустического фундамента.

По-видимому, на плоских вершинах хребта региональное несогласие сформировалось из-за длительного отсутствия осадконакопления, а на их склонах — вследствие эрозии [14, 34].

При приближении к краю Лаптевоморского шельфа слившиеся несогласия вновь разделяются, и снова интерпретируются как региональное предмиоценовое (верхнее) и посткампанское

(нижнее) (рис. 3). Через транзитную зону эти несогласия трассируются далее на шельф. В прогибе Вилькицкого и на шельфе в нижней части осадочного чехла (ниже рСУ) выделяется предположительно брукское несогласие (BU), которое является границей между нижнемеловыми (до K_1br) и преимущественно верхнемеловыми K_1a-K_2 отложениями.

Предложенная интерпретация несогласий соответствует результатам геологического опробования морского дна, выполненного как в непосредственной близости от места заложения скважины, так и в пределах присибирского сегмента хребта Ломоносова. Грунтовыми трубками, проникшими через тонкий покров рыхлых кайнозойских отложений, с коренного ложа подняты обломки алевролитов [26]. По совокупности литологических, палинологических и геохронологических данных, а также на основании реконструкции доспрединового положения приполюсного района хребта Ломоносова по отношению к Баренцево-Карской окраине эти алевролиты интерпретируются как представители рифтового комплекса и сопоставляются с (триасовыми?) — юрско-неокомскими угленосными толщами Земли Франца-Иосифа.

Возраст комплексов осадочного чехла на разрезе А-7 определялся по возрасту главных несогласий (рис. 3). В итоге выделены юрско-нижнемеловой, верхнемеловой, палеогеновый и раннеогеновый-четвертичный комплексы. Их полный набор представлен в депоцентре краевого прогиба Вилькицкого, уверенно выделяемого по поверхности акустического фундамента. Прогиб занимает всю транзитную зону; его южный борт фиксируется под внешним шельфом, а северный — уже под хребтом Ломоносова. На самом хребте раннеогеновые-четвертичные отложения залегают практически на верхнемеловых (разделены региональным несогласием). Соответственно, палеогеновый комплекс на хребте либо полностью отсутствует, либо представлен первыми сотнями метров (в точке АСЕХ он имеет мощность ~200 м). Следовательно, до раннего миоцена присибирский сегмент хребта Ломоносова стоял выше уровня моря либо близко к нему [34]. Меловые-кайнозойские осадочные комплексы непрерывно прослеживаются через транзитную зону с Евразийского шельфа на хребет Ломоносова. При этом их сейсмостратиграфические и сейсмофациальные характеристики кардинально не изменяются, что было бы неизбежным при значительном сдвиге-

вом (strike-slip) смещении хребта относительно континентальной окраины моря Лаптевых. Таким образом, новые данные опровергают точку зрения о существовании здесь трансформной зоны разломов. Не наблюдаются в транзитной зоне и значительные сбросовые смещения, что подтверждается отсутствием таковых в рельефе акустического фундамента в прогибе Вилькицкого [14, 34] (рис. 3).

Для хребта Ломоносова типичны многочисленные сбросы. Эти сбросы нарушают палеогеновые отложения. Большинство из них образовались при реактивации меловых сбросов. Из этого следует, что во время ультрамедленного спрединга в Евразийском бассейне в зоне хребта Ломоносова существовал режим растяжения и крупномасштабного сбросообразования.

Вопрос о перемещении хребта Ломоносова вдоль предполагаемого трансформного разлома обсуждался неоднократно. Новые сейсмические данные, полученные в 2008–2014 гг. как российскими, так и немецкими исследователями [32], не подтверждают данное предположение. Так, по мнению W. Jokat [32], весь Центрально-Арктический блок вместе с хребтом Ломоносова двигался как единая плита.

На пригренландском фланге хребта Ломоносова в 2005 г. Данией совместно с Канадой были выполнены сейсмические работы ГСЗ на меридиональном профиле длиной 440 км (рис. 4) в зоне перехода окраин острова Элсмир и Гренландии к пригренландской части хребта Ломоносова. Работы проводились группой LORITA [28].

В результате исследований в районе шельфа был изучен осадочный разрез мощностью до 12 км. В нем выделяется три толщи осадочных образований со скоростными параметрами 2.1–2.2 км/с, 3.1–3.2 км/с и 4.3–5.2 км/с. Возраст нижней толщи предположительно отвечает палеозой-мезозойским образованиям. Между вторым и нижним скоростными горизонтами установлено региональное несогласие. Ниже по разрезу выделяется слой со скоростью 5.4–5.9 км/с, он отождествляется с толщей древних метаосадочных пород. Все четыре слоя прослеживаются от шельфа на хребет Ломоносова. Консолидированная кора, как и на сибирском фланге, представлена развитыми нижним и верхним слоями, а поверхность консолидированной коры фиксируется горизонтом со скоростями 5.8–6.2 км/с. Этот характерный сейсмический горизонт с типично «гранитными» значениями скорости можно сопоставить с кровлей докем-

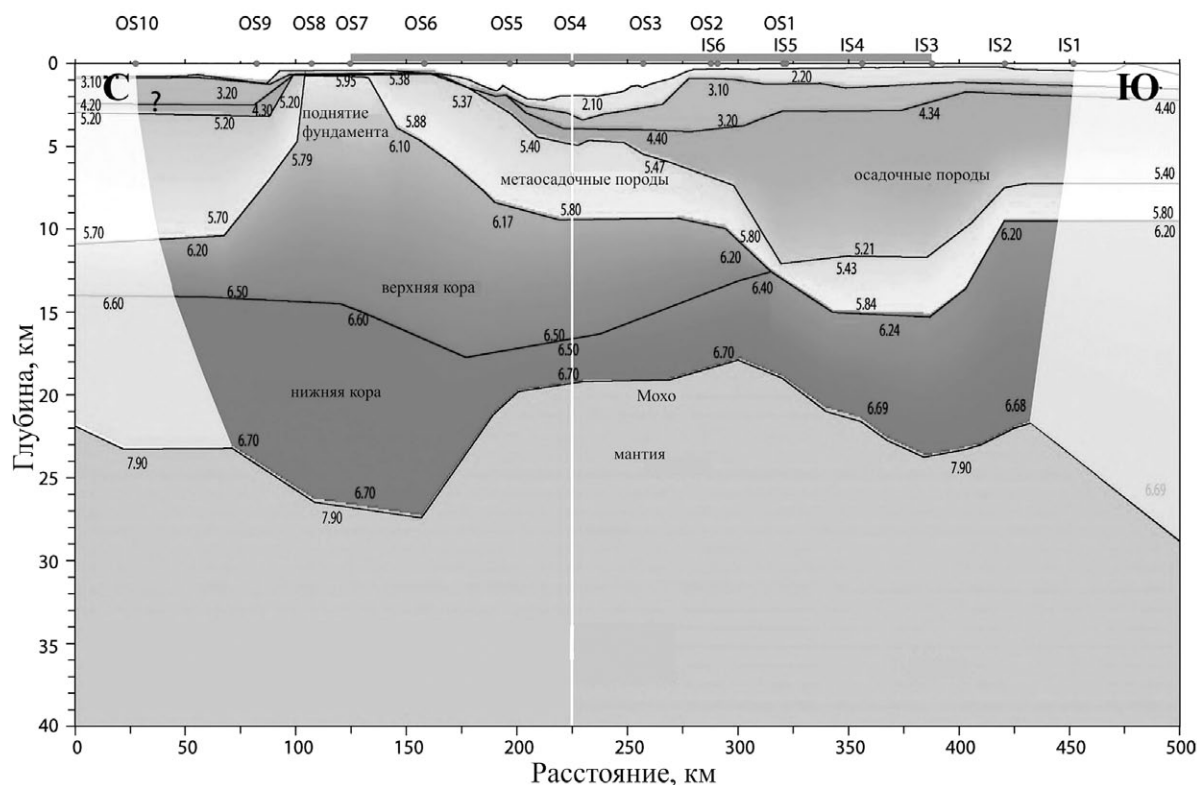


Рис. 4. Разрез земной коры пригренландской части хребта Ломоносова [28].

брийских кристаллических комплексов, аналогичных широко развитым на территории Гренландии. Скорости в нижней коре не превышают значений 6.7 км/с.

Исследования зон сочленения хребта Ломоносова с шельфами Гренландии и морей Восточно-Сибирского и Лаптевых дают основание сделать вывод об общности строения как осадочного чехла, так и консолидированной коры.

В строении фундамента на противоположных флангах хребта развиты различные по возрасту древние толщи, что является естественным следствием общей гетерогенности его структуры, однако в обоих случаях эти толщи находят продолжение на сопредельных континентальных окраинах.

В эволюционном отношении хребет рассматривается как фрагмент единого континентального массива, включавшего в себя (до раскола и спрединга в Евразийском бассейне) Баренцево-Карский регион с одной стороны и Гренландию — с другой.

Последний из перечисленных аргументов нашел подтверждение в материалах высокоточной аэрогеофизической съёмки масштаба 1:500 000—1:1 000 000, выполненной на рубеже веков российскими и зарубежными исследователями

непосредственно на хребте [16, 22] и на архипелаге Земля Франца-Иосифа [4, 5].

Сопоставление результатов аэромагнитных съёмок, выполненных в 2009 г. по программе LOMGRAV-09 в пригренландской части хребтов Ломоносова и Альфа, с материалами ранее выполненных среднемасштабных съёмок ПМГРЭ на архипелаге ЗФИ в 1991—1995 гг. позволило установить, что тонкая структура АМП этих областей имеет устойчивые черты сходства по многим параметрам [22]. Было показано, что системы линейных магнитных аномалий в этих двух областях Евразийского бассейна Арктики представляли до его раскрытия единую аномальную область с общим северо-западным простиранием магнитных аномалий, которая в геологическом отношении соответствует гигантскому рою даек, сформированному в меловое время в процессе рифтогенеза, растяжения континентальной коры и внутриплитного магматизма, проявившегося на окраине Гренландии, хребте Ломоносова и на вулканическом плато ЗФИ, где присутствие магматических образований закартировано [21] и подтверждено бурением [4].

При совмещении бортов Евразийского бассейна строение доокеанических комплексов пригренландского блока хребта Ломоносова со-

поставляется с мезозой-палеозойскими осадочными толщами и гренвилевскими структурами Шпицбергенской антеклизы. Строение приполярного блока находит общие черты со сложной структурой архипелага ЗФИ, в разрезе которого присутствуют платформенные образования триаса, среднего палеозоя и вендский комплекс метаосадочных пород, залегающий на древнем, вероятно, карельском кристаллическом основании [2].

Фундамент присибирского фланга хребта Ломоносова, вероятно, имеет общие черты строения с поднятием Де-Лонга, где на древних толщах кристаллического фундамента залегают терригенно-карбонатные комплексы нижне-среднего палеозоя [1].

Хребет Альфа. Хребет Альфа обладает самой сложной в Амеразийском бассейне топографией дна. Область наиболее расчлененного рельефа вблизи оси хребта получила название Альфа-Кордильера. В ней развиты расчлененные желобами плато, протянутые на 400 км параллельно хребту Ломоносова. От Канадской континентальной окраины хребет Альфа отделен ярко выраженным в рельефе желобом Стефенсона шириной примерно 80 км. Граница с северным

отрогом поднятия Менделеева тоже проходит по понижениям в рельефе дна.

Представления о строении земной коры хребта Альфа базируются на результатах сейсмических исследований, выполненных в 1998 г. международной экспедицией на НИЛ «Polarstern», в ходе которой были проведены многоканальные сейсмические наблюдения МОВ-ОГТ, дополненные сейсмозондированиями МОВ-МПВ (рис. 5) [31], и на материалах совместной датско-канадской экспедиции, которая провела в рамках эксперимента ARTA весной 2008 г. наблюдения ГСЗ общей протяженностью 524 км, осветивших зону сочленения канадской континентальной окраины с хребтом Альфа [25]. Нижняя кора хребта Альфа существенно отличается от таковой на хребте Ломоносова. Для нее характерны более высокие значения скоростей — 6.8–7.3 км/с — и увеличенная до 15 км мощность (рис. 6).

В транзитной зоне мощность коры сокращается, а средняя скорость в низах коры возрастает до 7.5 км/с, что условно связывается с появлением большого числа интрузивных тел. Кроме того, в этой переходной зоне в разрезе появляется толща мощностью 4–5 км с заметно пониженной

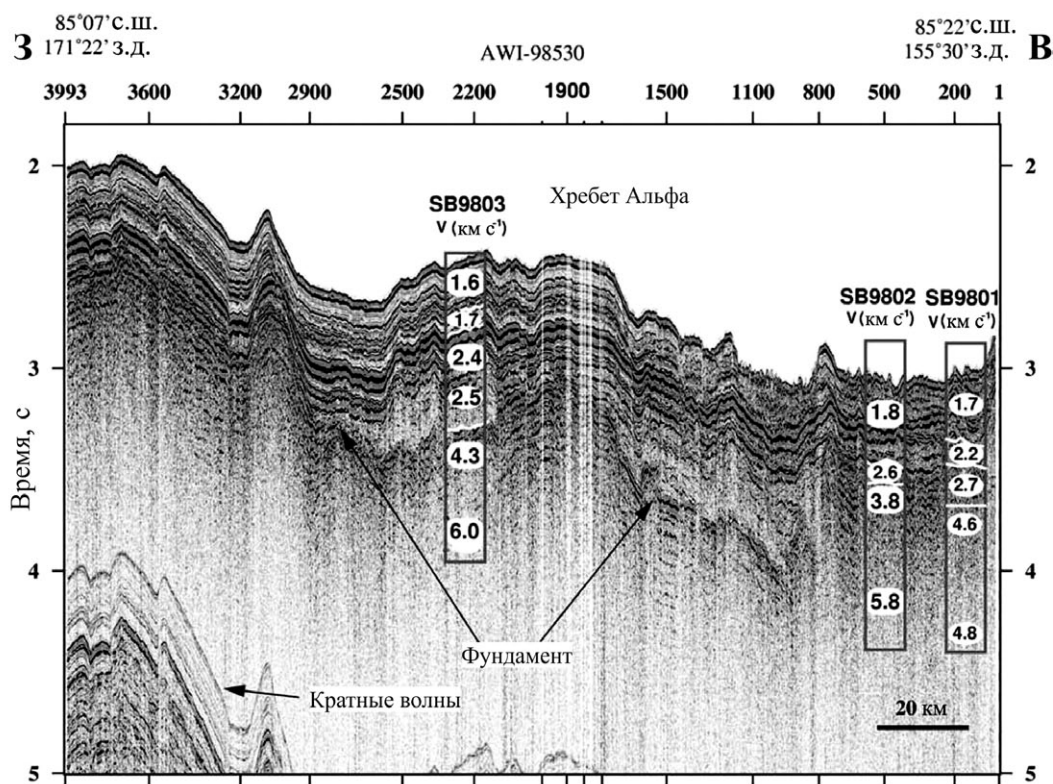


Рис. 5. Сейсмический разрез по профилю МОВ-ОГТ AWI-98530 в западной части хребта Альфа со скоростными колонками сейсмических зондирований МОВ-МПВ [31].

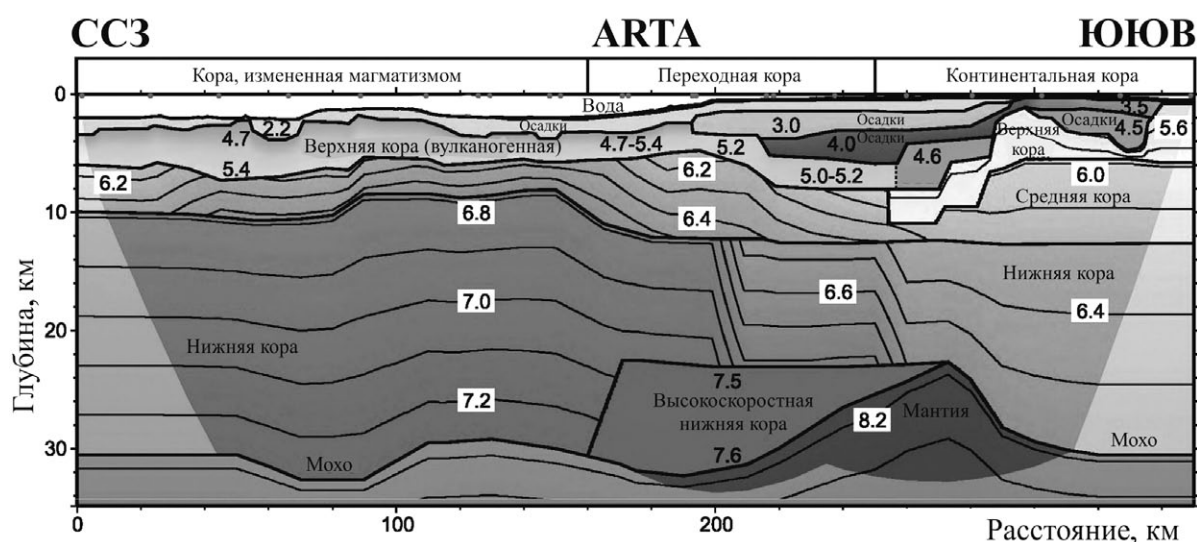


Рис. 6. Скоростная модель земной коры хребта Альфа группы ARTA [25].

скоростью (до 4.7–5.4 км/с). На хребте Ломоносова аналогичная толща такой же мощности отнесена к метаосадочным образованиям. Некоторые исследователи, подчеркивая влияние плюмового магматизма, идентифицируют ее как горизонт вулканической верхней коры [25].

В осадочном слое в районе шельфа установлено присутствие пяти осадочных комплексов общей мощностью до 8 км со скоростями от 2.2 до 4.6 км/с.

Мощность земной коры на хребте Альфа изменяется в пределах 26–32 км. Как и на хребте Ломоносова, консолидированная кора состоит из двух слоёв: нижний, мощностью 12–15 км, характеризуется скоростью 6.8–7.3 км/с, верхний, с переменной толщиной 8–14 км, имеет скорости 6.1–6.6 км/с. Как и на хребте Ломоносова, такие значения скорости позволяют предполагать присутствие в составе кристаллического фундамента древних метаморфических комплексов.

Судя по магнитным данным, весь разрез коры хребта насыщен магматическими телами. Материалы упомянутых выше аэромагнитных съёмок [24] показывают сходство магнитного поля хребта Альфа с однотипными магнитными аномалиями архипелага Земли Франца-Иосифа и побережья Гренландии.

Эти аномалии интерпретируются канадскими исследователями либо как гигантский рой даек, образовавшийся в меловую фазу внутриплитного магматизма в приполюсной части хребтов Альфа и Ломоносова, а также на ЗФИ, либо как спрединговые аномалии, возникшие в меловое

время вследствие раскрытия Канадского бассейна [25, 28]. Такой вывод не выглядит обоснованным. По нашему мнению, совокупность имеющихся данных и особенно их принципиальное сходство с ближайшей структурой СЛО — хребтом Ломоносова позволяет сделать вывод о континентальном происхождении земной коры хребта Альфа.

Поднятие Менделеева. Поднятие Менделеева представляет собой крупную положительную морфоструктуру дна, субпараллельную хребту Ломоносова и расположенную к востоку от него. Вблизи шельфа Восточно-Сибирского моря ширина поднятия Менделеева составляет 450 км.

В северном направлении поднятие протягивается более чем на 700 км, постепенно сужаясь до 150–200 км перед смыканием с хребтом Альфа. На всем протяжении поднятия его борта представлены промежуточными склонами, из которых западный — менее крутой и сравнительно прямолинейный. На южном окончании поднятия его боковые промежуточные склоны переходят во внутренние склоны, служащие южными обрамлениями обширных террас котловины Подводников и Чукотской котловины.

В дополнение к продольной линейности с юга на север, в морфологии дна поднятия Менделеева отчетливо проявлены поперечные элементы, имеющие изменчивую ориентировку на юге и в центральной части, а на севере приобретающие выраженное северо-восточное простирание. Другая особенность — отсутствие протяженных вершинных плато с глубинами на уровне

порядка 1000 м, которые характерны для хребта Ломоносова. На поднятии Менделеева сохранились только разрозненные реликты таких плато, представленные плоскими вершинами небольших изолированных поднятий. Большинство из них имеют превышения в пределах 400–800 м, но некоторые представлены крутосклонными горами высотой до 1000–1400 м (Шамшура, Рогоцкого, Трукшина). Геофизические данные свидетельствуют о наличии многочисленных грабенообразных структур растяжения, погребенных под поверхностью дна. Широко распространены террасовидные поверхности.

Важной отличительной чертой поднятия Менделеева является его ступенчатость, которая выражена наличием нескольких батиметрических уровней, представленных террасами и седловинами, последовательно погружающимися в северном направлении. Между внутренним склоном и ближайшим к шельфу промежуточным склоном находится первая ступень на глубинах 1000–1200 м (терраса Кучерова). Затем следуют батиметрические ступени на уровнях глубин 1400–1800 м (седловина, терраса), 2200–2400 м и 2600–2800 м (террасы). Равнина котловины Менделеева также представляет собой террасу, самую нижнюю в серии ступеней.

Перечисленные элементы рельефа образуют закономерный ряд, свидетельствующий о тесной морфологической связи поднятия Менделеева с мелководной областью Сибирско-Чукотской континентальной окраины. Морфология поднятия Менделеева свидетельствует о том, что, по сравнению с другими крупными положительными морфоструктурами Американо-Азиатского бассейна, оно подверглось наиболее интенсивному растяжению, что привело к ее мелкоблоковой, ступенчатой фрагментации.

Российский профиль ГСЗ «Арктика-2000» длиной 500 км был обработан вкост поднятия Менделеева вдоль 82° с.ш. от котловины Подводников до котловины Менделеева. Скоростная модель земной коры «Арктика-2000» была построена во ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» [13] (рис. 7).

Структура и скоростные параметры земной коры поднятия Менделеева в сечении профиля «Арктика-2000» в общих чертах указывают на его континентальную природу. Существенное утолщение нижней коры относительно верхней и их скоростные характеристики позволяют рассматривать в качестве материковых аналогов поднятия Менделеева континентальные окраины островов Элсмир и Гренландии [24].

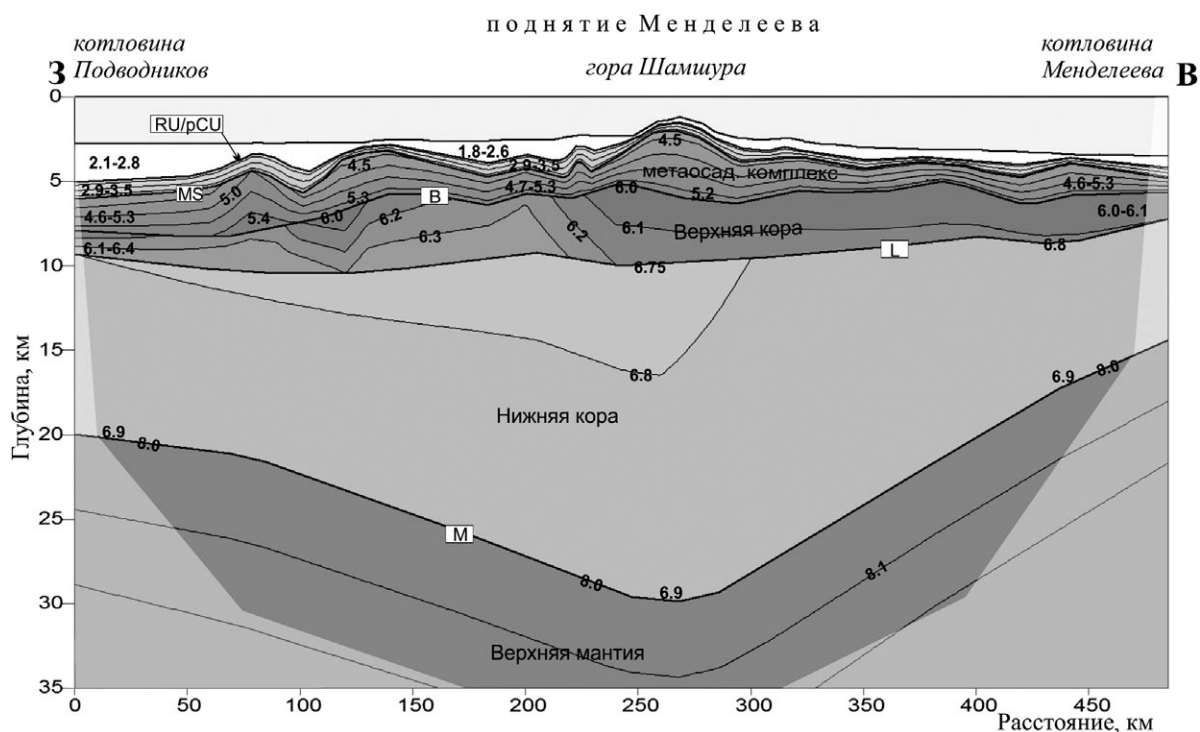


Рис. 7. Скоростная модель земной коры вдоль профиля ГСЗ «Арктика-2000» [13].

RU — региональное предмиоценовое несогласие, pCU — посткампанское несогласие, MS — поверхность метасадочного слоя, B — кровля верхней коры, L — кровля нижней коры, M — Мохо, 6.0 — скорости Р-волн (км/с).

На модели прослежены (рис. 7) два осадочных комплекса, разделенных региональным несогласием (RU+pCU). Они характеризуются скоростями от 1.8–2.6 км/с до 2.1–2.8 км/с (верхний) и 2.9–3.5 км/с (нижний). Суммарная мощность комплексов достигает максимума в ~3.5 км в котловине Подводников, в осевой части поднятия Менделеева (гора Шамшура) она уменьшается до ~0.5 км. Метаосадочный комплекс характеризуется значениями скорости 4.5–5.3 км/с. Мощность комплекса варьирует в широком диапазоне от 1 до 4 км, достигая максимальных значений под горой Шамшура. В верхней коре скорость варьирует от 6.0–6.1 км/с до 6.3–6.4 км/с. Мощность верхней коры на поднятии Менделеева составляет 4–5 км, под котловиной Подводников она уменьшается до ~1.5 км, под котловиной Менделеева — до ~2 км. Скоростные параметры нижней коры изменяются в пределах 6.7–6.9 км/с. Мощность нижней коры составляет ~20 км под осевой частью поднятия Менделеева, уменьшается до ~10 км в котловине Подводников и до ~7 км в котловине Менделеева. Мощность кристаллической коры на поднятии Менделеева достигает 24 км, уменьшаясь до 10–12 км в прилегающих бассейнах.

Объединенный профиль МОВ-ОГТ «5-AR — Арктика-2012_1» общей длиной 1400 км протянулся от побережья Чукотки через шельф

Восточно-Сибирского моря и далее вдоль простирания поднятия Менделеева (рис. 8).

Сравнительный анализ волнового поля на сейсмических разрезах МОВ-ОГТ в трогe Ханна, пробуренном сетью американских скважин вплоть до нижнеэлсмирских комплексов, и в Северо-Чукотском прогибе позволил идентифицировать в последнем основные несогласия и проинтерпретировать основные осадочные комплексы. Наиболее вероятно, что стратифицированные комплексы в основании Северо-Чукотского прогиба представлены доюрскими и юрскими отложениями (рис. 8).

Итоговая модель земной коры вдоль объединенного профиля ГСЗ «5-AR — Арктика-2005» представлена на рис. 8 [15].

Два осадочных комплекса, разделенные несогласием (RU+pCU), отчетливо прослеживаются с поднятия Менделеева в Северо-Чукотский прогиб. Сейсмические скорости обоих комплексов возрастают в сторону Северо-Чукотского прогиба от 1.6–1.9 км/с и 3.1–3.3 км/с до 1.8–2.5 км/с и 3.9–4.4 км/с соответственно. Суммарная мощность комплексов достигает максимума ~12 км в депоцентре Северо-Чукотского прогиба, на поднятии Менделеева она не превышает ~2.5 км. Метаосадочный слой, выделенный на поднятии Менделеева, сменяется в Северо-Чукотском прогибе стратифициро-

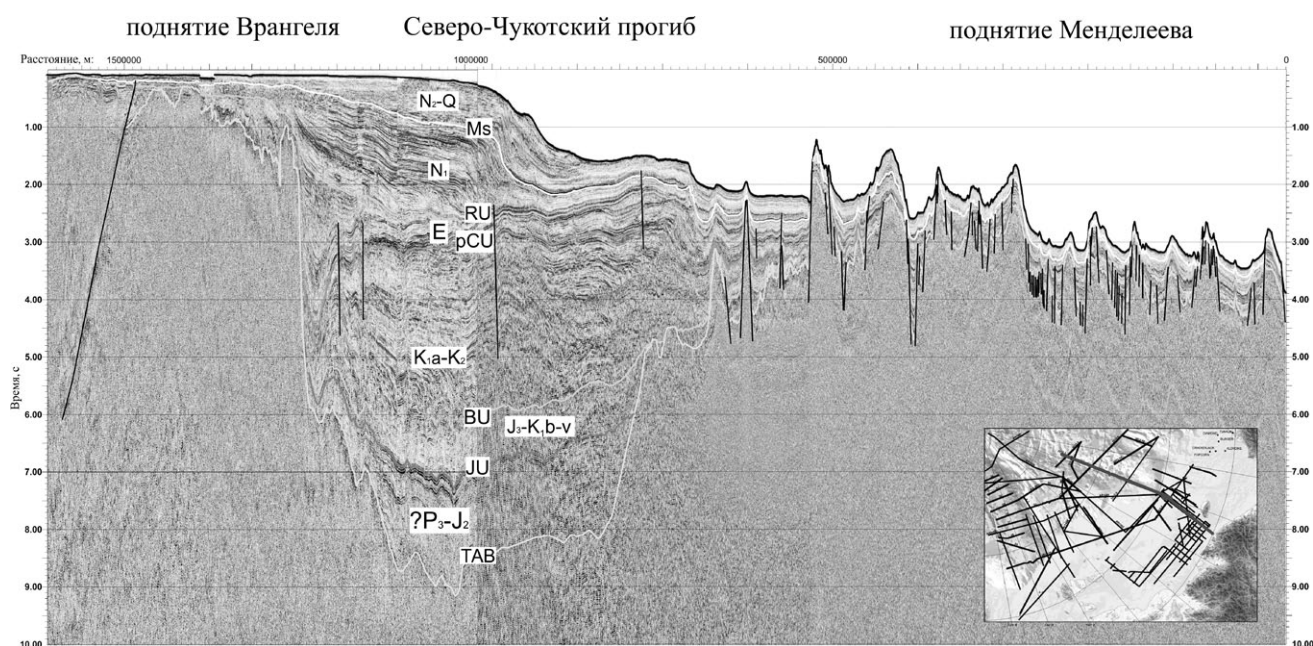


Рис. 8. Разрез МОВ-ОГТ вдоль профиля «5-AR — Арктика-2012_1».

MU — мессинское несогласие; RU — региональное предмиоценовое несогласие; pCU — посткампанское несогласие; BU — брукское несогласие; JU — юрское несогласие; TAB — поверхность акустического фундамента.

ванными осадочными комплексами мощностью свыше 4 км при скорости 4.7–5.8 км/с (рис. 9). Мощность метаосадочного слоя на поднятии Менделеева равна 2–3 км при скорости 4.8–5.1 км/с. Скорость в верхней коре меняется от 6.1–6.3 км/с в Северо-Чукотском прогибе до 6.2–6.3 км/с на поднятии Менделеева. Мощность верхней коры сокращается до 2–3 км под Северо-Чукотским прогибом, на поднятии Менделеева она варьирует в диапазоне 4–7 км.

Нижняя кора характеризуется скоростями от 6.6–6.8 км/с в Северо-Чукотском прогибе до 6.7–6.9 км/с на поднятии Менделеева. Мощность нижней коры составляет 9–10 км под Северо-Чукотским прогибом и увеличивается до 20–22 км под поднятием Менделеева.

Таким образом, основные структурные комплексы консолидированной коры и меловые — кайнозойские комплексы осадочного чехла (рис. 8, 9) непрерывно прослеживаются из шельфового Северо-Чукотского прогиба на поднятие Менделеева, где очевидны тектонические черты растянутой континентальной коры.

В 2012 г. Россия выполнила работы ГСЗ и МОВ-ОГТ в южной части поднятия Менделеева и на Чукотском плато. Были построены скоростная модель земной коры и разрез МОВ-ОГТ

длиной 750 км от прогиба Вилькицкого до Чукотского плато (рис. 10, 11) [9].

Установлено, что наибольшая мощность осадочного слоя составляет 6.5 км в области прогиба Вилькицкого. Осадочный слой утоняется до 4 км в районе Чукотского плато и в области поднятия Менделеева, достигая значений 4–4.5 км на склонах поднятия. Мощность консолидированной коры в пределах профиля меняется от 14 до 28 км. Наиболее толстая кора отмечается под поднятием Менделеева — 23–28 км — с глубиной залегания нижней границы коры до 34 км. Минимальная мощность консолидированной коры вдоль профиля ГСЗ в пределах 14–19 км наблюдается под Чукотской абиссальной равниной. На Чукотском плато мощность коры составляет 21–23 км.

Как и в северной части поднятия Менделеева, на юге выделяются верхняя кора со скоростями продольных волн 6.2–6.6 км/с и нижняя кора со скоростями 6.8–7.3 км/с. В области поднятия Менделеева мощность верхней коры составляет порядка 7–9 км, в районе Чукотского плато наблюдается увеличение ее мощности до 14–15 км. Под Чукотской абиссальной равниной и на западном окончании профиля мощность верхней коры не превышает 3 км.

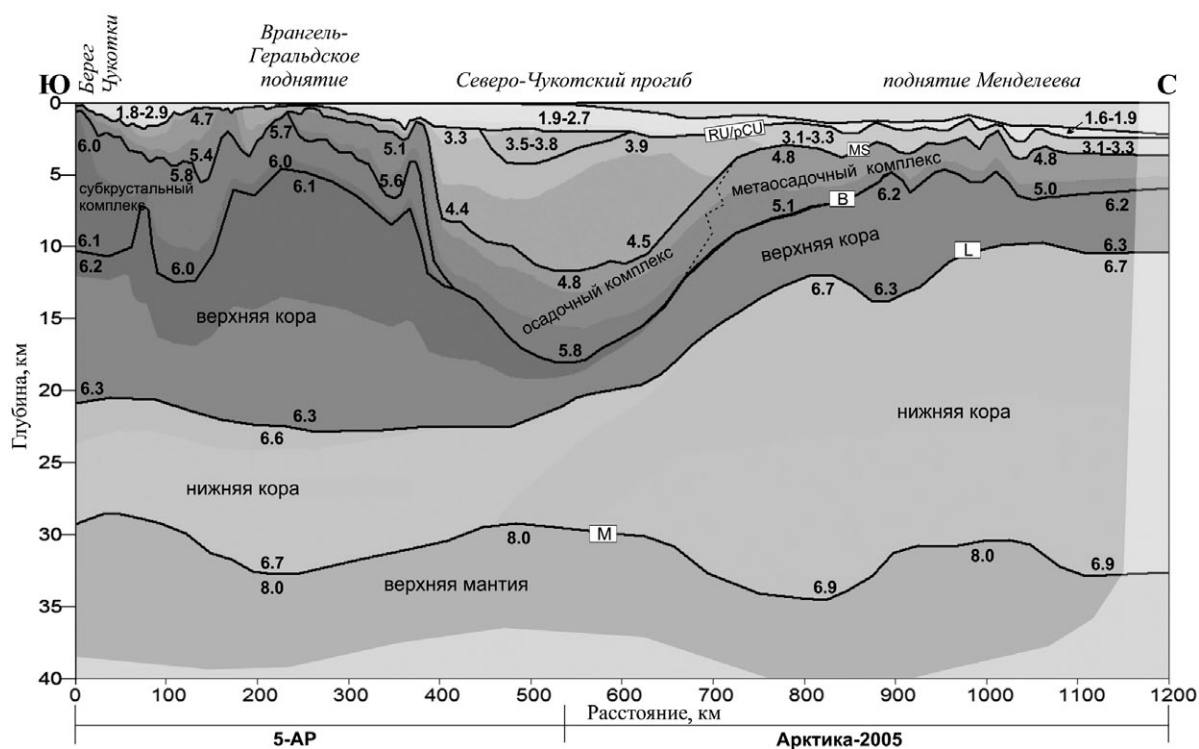


Рис. 9. Скоростная модель земной коры вдоль профиля ГСЗ «5-АР — Арктика-2005» [13].

RU — региональное предмиоценовое несогласие; pCU — посткампанское несогласие; MS — поверхность метаосадочного слоя; B — кровля верхней коры; L — кровля нижней коры; M — Мохо; 6.1 — скорости Р-волн (км/с).

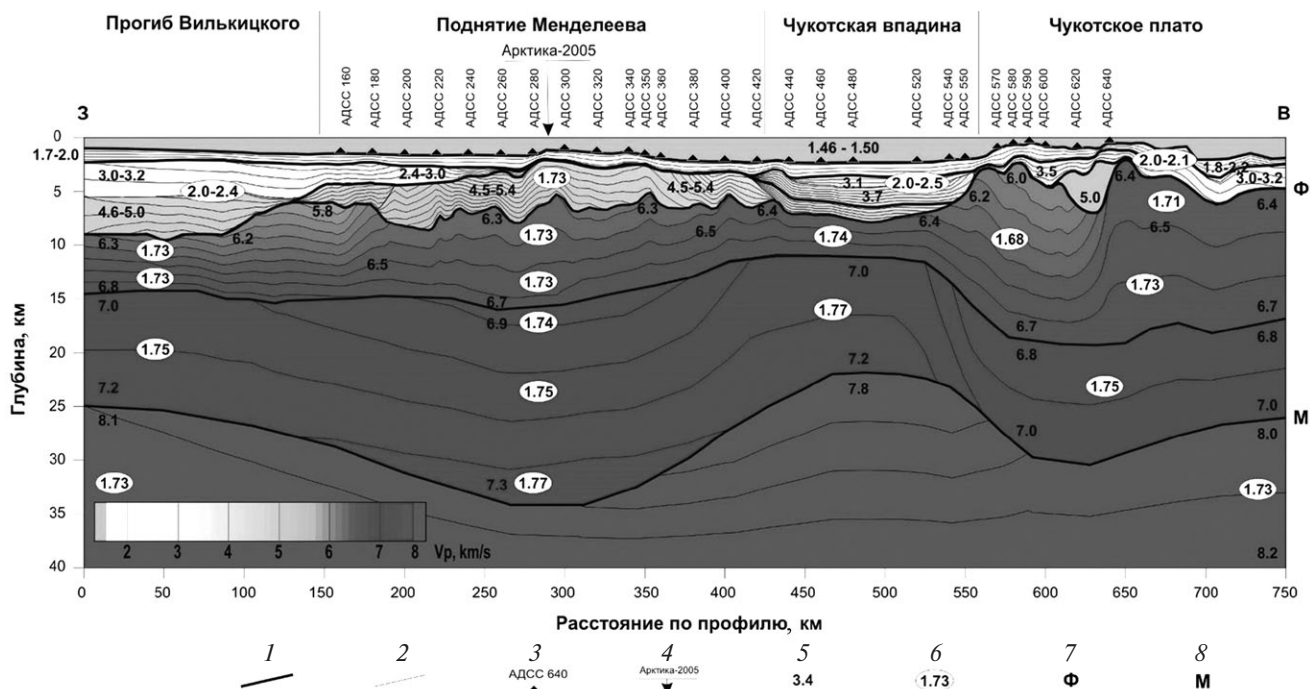


Рис. 10. Скоростная модель V_p земной коры вдоль профиля ГСЗ «Арктика-2012» [9].

1 — сейсмические границы; 2 — изолинии скорости; 3 — автономные донные сейсмические станции (АДСС) и их номера; 4 — пересечение с профилем ГСЗ «Арктика-2005»; 5 — значения скорости продольных волн; 6 — значения отношения V_p/V_s ; 7 — подошва осадочного чехла; 8 — подошва земной коры.

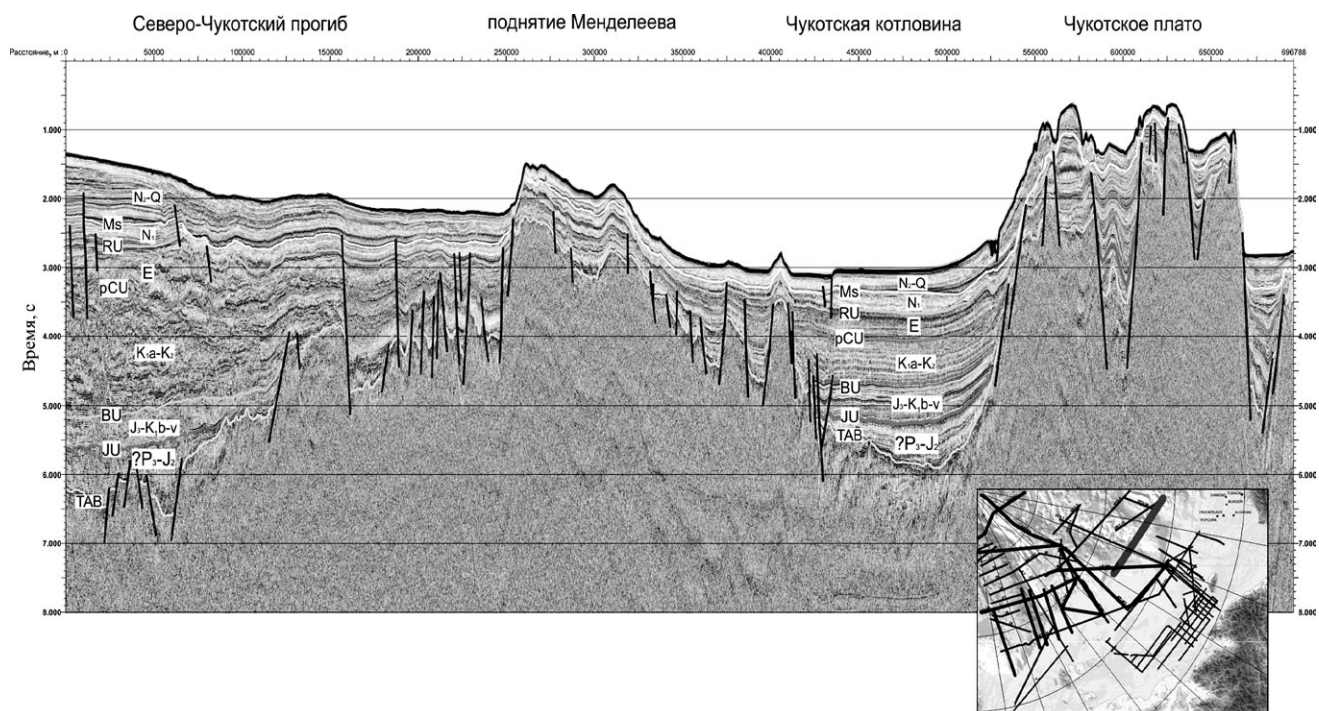


Рис. 11. Разрез МОБО-ОГТ вдоль профиля «Арктика-2012_3».

MU — мессинское несогласие; RU — региональное предмиоценовое несогласие; pCU — посткампанское несогласие; BU — бруковское несогласие; JU — юрское несогласие; TAB — поверхность акустического фундамента.

Изучение донно-каменного материала, полученного в результате драгирования и грунтовыми трубками, позволило уверенно датировать поднятые обломки пород [8]. В 2000 г. на горе Шамшура поднятия Менделеева обнаружены остатки рыб и конодонты позднего силура — раннего девона, а также фораминиферы среднего карбона и ранней перми. Среди обломков преобладают доломиты. На основании этих находок были сделаны выводы, что, во-первых, породы, послужившие источником осадков, формационно принадлежат типично платформенным образованиям; во-вторых, исходными породами были преимущественно средне-верхнепалеозойские образования; в-третьих, источник донных осадков представляет собой платформенные отложения не только по условиям формирования, но и по геоструктурным особенностям [8].

В 2012 г. в ходе экспедиции России «Арктика-2012» были получены новые данные о донно-каменном материале на поднятии Менделеева. Проведённые исследования показали, что в составе обломков пород резко преобладают осадочные породы — неравномерно метаморфизованные доломиты и кварцевые песчаники, известняки, иногда с фауной девона-перми, метаморфические образования — зелёные сланцы, кварциты, гнейсы [9]. Базальты подводных гор, отобранные с их эскарпов мелкоглубинным бурением, по изотопным соотношениям принадлежат преимущественно к меловому периоду (112–76 млн лет). Результаты исследований свидетельствуют о внутриплитной континентальной природе базальтов поднятия Менделеева.

В августе 2005 г. на ледоколе США “Healy” выполнены профильные многоканальные сейсмические работы МОВ-ОГТ (с попутными сейсмозондированиями МОВ-МПВ) в объеме 730 км от западной окраины Чукотского плато к поднятиям Менделеева-Альфа [23]. По материалам сейсмозондирований повсеместно был выделен горизонт гемипелагических осадков со значениями $V_p = 1.5–2.3$ км/с. Глубже была выделена толща со скоростями от 2.3 км/с до 3.8 км/с, в низах этой толщи встречаются значения скорости 4.5–4.7 км/с. Сделано предположение о существовании верхнего вулканического «панциря» на хребте Альфа и поднятии Менделеева. Присутствие в составе акустического фундамента значительного количества туфов устанавливается по низким значениям скорости в верхней части разреза мощностью по меньшей мере 1 км, что подразумевает наличие источника вулкани-

ческого материала на неритовых глубинах. Срезанные вершины выступов фундамента также подкрепляют предположение об эрозии поверхности поднятия Менделеева в условиях мелководного моря, которая происходила одновременно или сразу после его формирования [18, 19]. Наиболее вероятно, что верхний вулканический панцирь на обследованных участках поднятия Менделеева и на северо-западе хребта Альфа образовался не позднее кампана (80 млн лет) в ходе краткого магматического эпизода, который был частью последних событий позднемелового циркумарктического вулканизма.

Чукотское плато. Чукотское плато представляет собой выдвинутый в сторону глубоководного бассейна фрагмент континентальной окраины (Чукотский бордерленд). Из всех поднятий Американо-Азиатского бассейна это плато имеет простое строение с обширной платообразной вершинной поверхностью и наиболее тесную пространственную связь с шельфом.

Наличие обусловленных грабенами трогов придает своеобразный облик поперечному профилю плато. Все они ориентированы субмеридионально и рассматриваются как проявление процессов растяжения. Восточная граница плато носит сложный характер. По периферии плато окружено крутыми склонами. Они являются промежуточными в составе сложного континентального склона. Западный склон плато опирается на террасы Чукотской равнины и равнины Менделеева, а северный — на внешний склон, протягивающийся вдоль границы с Канадской котловиной.

О сейсмической модели ГСЗ — МОВ-ОГТ Чукотского плато (рис. 10, 11) было сказано выше. Здесь важно подчеркнуть, что структурные комплексы осадочного чехла и консолидированной коры прослеживаются непрерывно от поднятия Менделеева на Чукотское плато. Имеющиеся геолого-геофизические материалы [8, 26] свидетельствуют о том, что Чукотское плато представляет собой относительно неглубоко погруженный аваншельфовый выступ континентальной коры.

Нижне-среднепалеозойские (S-D) и верхнепалеозойские (C_2 -P₁) комплексы на Чукотском плато представлены платформенными мелководными, преимущественно карбонатными отложениями. Эти отложения образуют метосадочный комплекс, выше которого залегает мел-кайнозойский терригенный чехол. На основании изучения ДКМ выделены мелковод-

ные карбонатные породы кембрия — ордовика и верхнемиссисипские — пермские; триасовые алевролиты и песчаники, содержащие фауну раннего/позднего триаса; юрские аргиллиты, содержащие фаунистические остатки поздней юры (оксфорд/титон); апт-альбские морские аргиллиты и сеноман-туронские туфогенные песчаники и пепловые туфы кислого состава возрастом 90.6 ± 2.1 Ма.

Переход от Чукотской котловины к Чукотскому плато является плавным. Вероятно, рифтинг в Чукотской котловине и в Северо-Чукотском прогибе проходил одновременно и на континентальной коре, т. к. эти бассейны имеют единый осадочный чехол.

Хребет Нортвинд. Хребет Нортвинд имеет протяженность более 500 км и со всех сторон имеет крутые склоны ($10\text{--}15^\circ$) с высотами до 2500 м. Сводовая поверхность хребта располагается на глубинах 600–800 м. Хребет Нортвинд отделен от Чукотского поднятия впадиной Нортвинд с глубиной около 2000 м. Впадина рассечена узкими хребтами и желобами, перепад глубин на которых доходит до 1400 м. Впадина рассматривается как молодая кайнозойская зона растяжения. Согласно плотностному моделированию, поверхность Мохо под хребтом Нортвинд находится на глубине 28 км, под впадиной Нортвинд — 23 км.

На хребте Нортвинд под верхнекайнозойским чехлом допускается наличие докембрийского гранито-метаморфического фундамента и распространение палеозойских, триасовых, юрских, раннемеловых и позднемеловых образований [1]. В целом хребет Нортвинд представляется останцом древней платформы, расчлененным на горсты и грабены во время тектонических событий мезозоя и кайнозоя.

ОБСУЖДЕНИЕ

В итоге рассмотрения геологического строения Комплекса Центрально-Арктических подводных поднятий были установлены общие черты его глубинной структуры: выявлено относительное утонение земной коры как следствие проявления процессов континентального рифтогенеза и повсеместное насыщение коры магматическими образованиями, отвечающими активной фазе внутриплитного магматизма мелового возраста. На всей рассматриваемой площади в разрезе осадочного чехла были прослежены два главных стратиграфических несогласия:

верхнее региональное несогласие ассоциируется с главным предмиоценовым перерывом в основании гемипелагических отложений, а нижнее, посткампанское, фиксируется в разрезе скважины АСЕХ между кампанским и верхнепалеоценовым комплексами. Первое инициировалось открытием пролива Фрама, а второе коррелируется с начальной стадией раскрытия Евразийского бассейна.

Важным выводом является непрерывное прослеживание с Евразийского шельфа на хребет Ломоносова и поднятие Менделеева меловых-кайнозойских осадочных комплексов.

Палеогеновый комплекс (между рСУ и RU) характеризуется крайне незначительной мощностью на хребте Ломоносова (менее 200 м), на поднятии Менделеева и на большей части котловины Подводников. По данным бурения он сформировался в неритовой обстановке осадконакопления [3, 34]. Соответственно, значительная часть котловины Подводников с тонким палеогеновым комплексом может рассматриваться как погруженный фланг хребта Ломоносова [34]. Восточный борт хребта Ломоносова значительно простирается к центру котловины Подводников, а в его фундаменте выражены горстовые и грабеновые структуры с олигоцен-четвертичной реактивацией меловых сбросов.

Судя по проведенному описанию положительных морфоструктур Амеразийского бассейна, каждую из них можно отнести к группе глыбово-вулканических поднятий Мирового океана и рассматривать как фрагмент континентальной коры, испытавшей влияние процессов рифтогенеза и внутриплитного магматизма. Вследствие неравномерного погружения отдельных блоков земной коры на этапе распада древних материков сложилась ступенчатая, террасированная структура сложных континентальных склонов.

Поднятия Амеразийского бассейна по своей структуре имеют сходство с положительными морфоструктурами плато Роккол и Воринг, расположенными в Атлантическом океане. Они имеют сходные скоростные параметры и близкие значения мощности коры, однотипную расчлененность консолидированной коры. В разрезе осадочного чехла выделяется две фазы осадконакопления в мелководных и глубоководных условиях [27, 33]. Во всех рассмотренных подводных возвышенностях отмечены признаки присутствия древних метаморфических комплексов, слагающих кристаллический фундамент, который позднее испытал деструкцию в процессе

мезозойского рифтогенного дробления, предшествовавшего формированию спрединговых океанических бассейнов [27, 33]. Континентальная природа земной коры плато Роколл и Воринг не вызывает принципиальных дискуссий и считается достаточно аргументированной.

Естественный процесс распада континента предполагает утонение, растяжение и разрыв континентальной коры с обширным проникновением в нее магматического материала, что приводит к образованию высокоскоростного слоя в низах коры. Приподнятые формы рельефа морского дна, образовавшиеся в результате такого процесса распада, являются органичным продолжением континентального массива, и их следует рассматривать как естественные компоненты материковой окраины в соответствии с НТР Комиссии по границам континентального шельфа 1999 г. [10].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арктические моря // Арктические и дальневосточные моря. Геология и полезные ископаемые России / Под ред. Орлова В. П. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. Кн. 1. Т. 5. 468 с.
2. Баренцевская шельфовая плита // Тр. ПГО «Севморгеология». Т. 196. Л.: Недра, 1988. 263 с.
3. Буценко В. В. Сейсмостратиграфическая датировка главных тектонических событий в Арктическом океане // Геофизический вестник. 2006. № 11. С. 8-16.
4. Верба В. В., Астафурова Е. Г., Леонов В. О. и др. Строение северной континентальной окраины Баренцевского шельфа в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Геолого-геоф. характеристики литосферы Арктического региона. Труды НИИГА-ВНИИОкеангеология. 2004. Вып. 5. Т. 203. С. 169-175.
5. Верба В. В. Природа аномального магнитного поля провинции Центрально-Арктических поднятий в Амеразийском бассейне Северного Ледовитого океана // Геофизический журнал. 2006. Т. 28. № 5. С. 95-103.
6. Грамберг И. С. Сравнительная геология и минералогия океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // Геотектоника. 2001. № 6. С. 3-19.
7. Ильин А. В. Эволюция морфоструктуры дна океана // Океанология. 2003. Т. 43. № 3. С. 428-440.
8. Кабаньков В. Я., Андреева И. А., Иванов В. Н., Петрова В. И. О тектонической природе системы центрально-арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33-48.
9. Морозов А. Ф., Петров О. В., Шокальский С. П. и др. Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34-55.
10. Научно-техническое руководство комиссии по границам континентального шельфа ООН. Пятая сессия. Нью-Йорк. 3-14 мая 1999 г. С. 90.
11. Объяснительная записка к картам Арктического бассейна / Под ред. И. С. Грамберга, А. С. Комарицына. СПб., 1999. 38 с.
12. Поселов В. А., Буценко В. В., Верба В. В. и др. Поднятия Амеразийского суббассейна в Северном Ледовитом океане // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. ВНИИОкеангеология. 2008. С. 249-262.
13. Поселов В. А., Буценко В. В., Каминский В. Д., Сакулина Т. С. Поднятие Менделеева (Северный Ледовитый океан) как геологическое продолжение континентальной окраины Восточной Сибири // Доклады РАН. 2012. Т. 443. № 2. С. 232-235.
14. Поселов В. А., Аветисов Г. П., Буценко В. В. и др. Хребет Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в Арктический бассейн // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1662-1680.
15. Пущаровский Ю. М. Фундаментальные проблемы общей тектоники. Тектонические феномены океанов. М.: Научный мир, 2001. 520 с.
16. Российские арктические геотраверсы / Под ред. Поселова В. А., Аветисова Г. П. СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеология, 2011. 172 с.
17. Backman J., Moran K., McInroy D. B., Mayer L. A. Sites M0001-M0004. Expedition 302 Scientists. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program. 2006. V. 302. P. 1-115.
18. Bruvold V., Kristoffersen Y., Coakley B. et al. Hemipelagic deposits on the Mendeleev and northwestern Alpha submarine Ridges in the Arctic Ocean: acoustic stratigraphy, depositional environment and an inter-ridge correlation calibrated by the ACEX results // Mar. Geophys. Res. 2010. V. 31. P. 149-171.
19. Bruvold V., Kristoffersen Y., Coakley B. et al. The nature of the acoustic basement on Mendeleev and northwestern Alpha ridges, Arctic Ocean // Tectonophysics. 2012. V. 514-517. P. 123-145.
20. Butsenko V. V., Poselov V. A. Regional paleotectonic interpretation of seismic data from the deep-water Central Arctic // Proceedings of the Fourth International conference of the Arctic margins / Eds. Scott R. A., Thurston D. K. OCS study MMS 2006-003. U. S. Department of the Interior. 2006. P. 125-131.
21. Dibner V. D. Geology of Franz Josef Land. Norsk Polarinstittutt, 1998. 190 p.
22. Dossing A., Jackson HR., Matzka J. et al. On the origin of the Amerasia Basin and the High Arctic Large Igneous Province — results of new aeromagnetic data // Earth Planet Sci. Lett. 2012. 363. P. 219-230.
23. Dove D., Coakley B., Hopper J. et al. Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics // Geophys. J. Int. 2010. P. 1-22.
24. Funck T., Jackson H. R., Louden K. E. Seismic study of the transform-rifted margin in Davis Strait between Baffin Island (Canada) and Greenland: What happens when a plume meets a transform // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. B04402. 22 p.

25. *Funck T., Jackson H. R., Shimeld J.* The crustal structure of the Alpha Ridge at the transition to the Canadian Polar Margin: Results from a seismic refraction experiment // *Journal of Geophys. res.* 2011. V. 116. B12101. doi:10.1029/2011JB008411. 26 p.
26. *Grantz A., Hart P., Childers V.* Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean // *Arctic Petroleum Geology.* Geological Society. London. 2011. № 35. P. 771-799.
27. Init. Rep. of the ODP. V. XLVIII. 1979. 23 p.
28. *Jackson R., Dahl-Jensen T.,* the LORITA working group. Sedimentary and crustal structure from the Ellesmere Island and Greenland continental shelves onto the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2010. P. 1-25.
29. *Jakobsson M., Grantz A., Kristoffersen Y., Macnab R.* Physiographic provinces of the Arctic Ocean seafloor // *GSA Bulletin.* 2003. V. 115. № 11. 13 p.
30. *Jakobsson M., Mayer L.A., Coakley B. et al.* The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0. // *Geophys. Res. Letters* 2012. 39. V. L12609, doi: 10.1029/2012GL052219. 15 p.
31. *Jokat W.* Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 152. P. 185-201.
32. *Jokat W., Ickrath M., O'Connor J.* Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean // *Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research.* Bremerhaven. Germany. 2003. ©American Geophysical Union. 2013. 28 p.
33. *Mjelde R., Digranes P., Van Schaach et al.* Crustal structure of the outer Voring Plateau, offshore Norway, from bottom seismic and gravity data // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № B4. P. 6769-6791.
34. *Poselov V., Butsenko V., Chernykh A. et al.* The structural integrity of the Lomonosov Ridge with the North American and Siberian continental margins // *ICAM VI. Proceedings of the International Conference on Arctic Margins VI Fairbanks.* Alaska/Eds. Stone D. B., Griukov G. E. et al. SPb: Press VSEGEI, 2011. P. 233-258.

THE RISES OF THE AMERASIA BASIN, ARCTIC OCEAN, AND POSSIBLE EQUIVALENTS IN THE ATLANTIC OCEAN

© 2019 V. A. Poselov*, V. V. Verba, S. M. Zholondz**, V. V. Butsenko***

*Academician I.S. Gramberg All-Russian Scientific Research Institute for Geology and Mineral Resources
of the Ocean, St. Petersburg, Russia*

*e-mail: vap@vniio.nw.ru

**e-mail: szh@vniio.nw.ru

***e-mail: vicb@vniio.nw.ru

Received March 03, 2016

Revised version received December 07, 2018

After revision February 05, 2019

Main positive morphostructures of the Amerasia Basin, the Lomonosov Ridge, Alpha Ridge, Mendeleev Rise, Chukchi Plateau and Northwind Ridge, have been considered from geomorphological, geological and geophysical aspects. Time and Depth seismic sections have been provided up to the Moho discontinuity from the Lomonosov Ridge and its junction with the Greenland and East-Siberian shelves. Time and Depth seismic sections of the Mendeleev-Alpha rises and Chukchi Plateau are presented too. The sections were set up based on seismic surveys: deep seismic sounding and multichannel seismic reflection. Some similarities have been reflected for the foregoing land structure depth sections and typical sections of the continental crust. Brief geological and geophysical data have been presented for the positive morphostructures of the Atlantic Ocean such as the Rockall and Vøring plateaus, the continental nature of which is established beyond all doubt. Genesis of positive morphostructures in the northern Atlantic Ocean and the Arctic Ocean has been connected with processes of continental rifting and concomitant intraplate magmatism.

Keywords: Earth's Crust and sedimentary cover of Lomonosov and Alpha ridges, Mendeleev Rise, Chukchi Plateau, Northwind Ridge, continental rifting, intraplate magmatism