

ТЕКТОНИКА

УДК 51.242.2(268)

**БАЗАЛЬТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И СДВИГОВАЯ ТЕКТОНИКА  
АРКТИЧЕСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ  
В ПРИЛОЖЕНИИ К НАЧАЛЬНОМУ ЭТАПУ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ  
АМЕРАЗИЙСКОГО БАСЕЙНА**

**Э.В. Шипилов**

*Полярный геофизический институт КНЦ РАН, 183010, Мурманск, ул. Халтурина, 15, Россия*

По результатам интерпретации комплекса геолого-геофизических данных демонстрируются модели структуры ряда принципиально разных по устройству и тектоническим преобразованиям районов Арктической континентальной окраины Евразии. По мнению автора, они отражают те геодинамические обстановки, которые сопровождали инициальный этап раскрытия океана в Арктике (Канадский бассейн), и являются ключевыми для решения многих вопросов тектоники и геодинамики исследуемого региона. Акцентируется внимание на ареалах и особенностях распространения позднемезозойского магматизма в пределах континентальных окраин Баренцева и Восточно-Сибирского морей, сдвиговой тектонике на шельфе Чукотского моря и использовании результатов интерпретационного анализа в реконструкциях становления геоструктур Амеразийского бассейна на начальном этапе эволюции Арктического океана.

*Геолого-геофизические данные, плюм, геодинамика, зона сдвига, Арктика, континентальная окраина Евразии, Канадский бассейн.*

**BASALTIC MAGMATISM AND STRIKE-SLIP TECTONICS IN THE ARCTIC MARGIN  
OF EURASIA: EVIDENCE FOR THE EARLY STAGE OF GEODYNAMIC EVOLUTION  
OF THE AMERASIA BASIN**

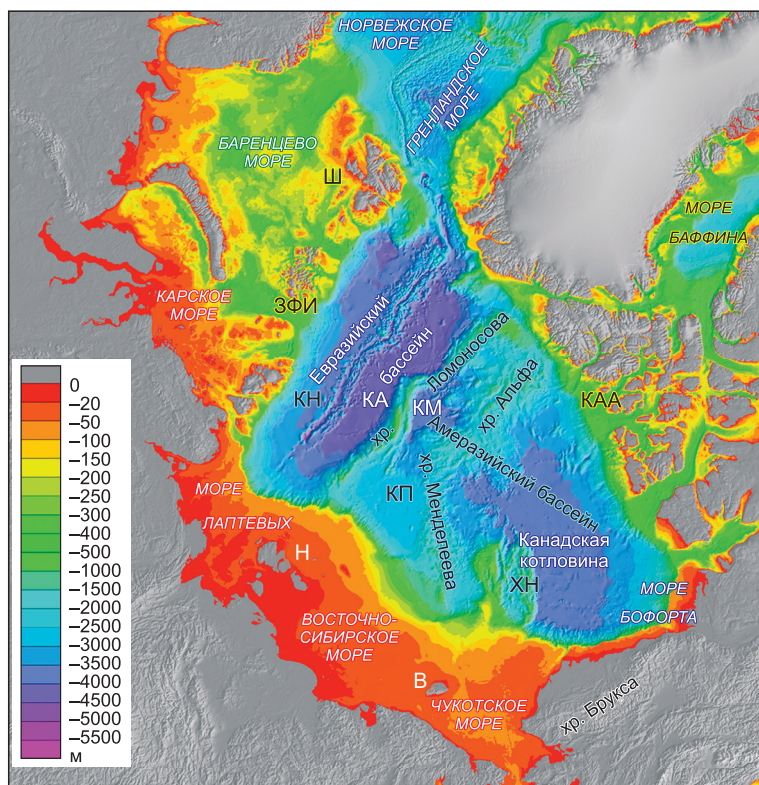
**E.V. Shipilov**

Interpretation of geological and geophysical data from several regions in the Arctic continental margin of Eurasia which differ in structure and tectonic settings shed new light on the early history of the Arctic Ocean (Canada Basin) opening. Many issues of regional tectonics and geodynamics become clear due to evidence of Late Mesozoic magmatism within the continental margins of the Barents and East Siberian Seas and strike-slip tectonics in the Chukchi shelf. Interpretation analysis is applied to reconstruct the formation of structures in the Amerasia Basin during the Arctic Ocean initiation.

*Geological and geophysical data, plume, geodynamics, strike-slip (wrench) faulting, Arctic; continental margin of Eurasia, Canada Basin*

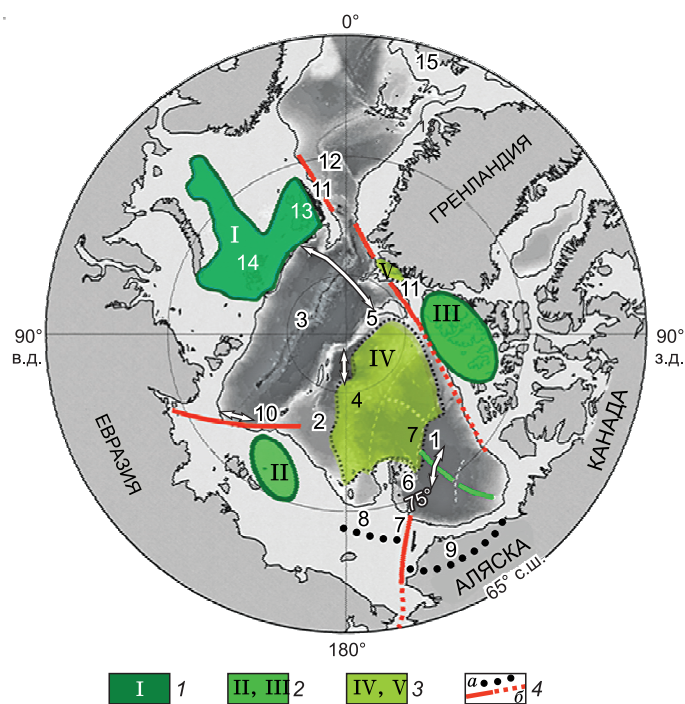
**ВВЕДЕНИЕ**

В истории становления геологических структур океана в Арктике выделяются несколько обособленных этапов. В доминирующей степени они обусловлены формированием трех бассейнов региона — Канадского (ранний мел), Макарова—Подводников (вторая половина позднего мела) [Хаин, 2001; Evangelatos et al., 2015] и Евразийского (кайнозой) (рис. 1), приведших к различным по длительности и геодинамическим преобразованиям стадиям деструкции континентальной литосферы. Два из этих бассейнов — Канадский и Евразийский — через рифтинг достигли спрединговой стадии с аккрецией океанической коры [Карасик, 1968; Vogt et al., 1979; Taylor et al., 1981], третий же — Макарова—Подводников (учитывая субконтинентальный в котловине Подводников и океанический в котловине Макарова



**Рис. 1. Батиметрическая схема (ИВСаО) и физико-географические элементы Арктического океана, упоминаемые в тексте.**

В — о. Врангеля, ЗФИ — арх. Земля Франца-Иосифа, КА — котловина Амундсена, КАА — Канадский арктический архипелаг, КН — котловина Нансена, КМ — котловина Макарова, КП — котловина Подводников, Н — Новосибирский архипелаг, ХН — хр. Нортвинд, Ш — арх. Шпицберген.



**Рис. 2. Схема размещения провинций J-K магматизма и некоторых крупноамплитудных сдвиговых зон в Арктическом регионе.**

1—3 — магматизм: 1 — преимущественно юрско-раннемеловой, 2 — преимущественно раннесреднемиоценовой, 3 — преимущественно позднемиоценовой; 4 — депозит бассейнов (а), зоны сдвига (б). Римские цифры на схеме — магматические провинции: I — Баренцево-морская, II — Восточно-Сибирского моря, III — бассейн Свердрупа (Канадский арктический архипелаг), IV — хр. Альфа-Менделеева и севера Канадского бассейна, V — Северо-Гренландская. Арабские цифры на схеме: 1 — Канадский бассейн и его спрединговый центр, 2 — бассейн Макарова—Подводников, 3 — Евразийский бассейн со спрединговым центром хр. Гаккеля, 4 — хр. Альфа-Менделеева, 5 — хр. Ломоносова, 6 — хр. Нортвинд, 7 — Чукотско-Канадская зона сдвига (трансформа) и ее возможные продолжения, 8 — Северо-Чукотский прогиб, 9 — прогиб Колвилл, 10 — Хатангско-Ломоносовская зона сдвига, 11 — Шпицбергенско-Северогренландская зона сдвига и ее возможное продолжение, 12 — спрединговый центр хр. Книповича, 13 — арх. Шпицберген, 14 — арх. Земля Франца-Иосифа, 15 — Исландия.

типы коры) [Pease et al., 2014; Evangelatos et al., 2015], — по мнению автора, остановился на промежуточной (между рифтингом и спредингом) стадии развития.

Каждый из этапов формирования бассейнов начинался по сходному сценарию: от континентальных окраин происходил откол блоков (микроплит, микроконтинентов). В юрско-меловое время от Северной Америки была отделена композиция блоков, составлявшая Новосибирско-Чукотско-Североаляскинскую микроплиту [Herron et al., 1974; McWhae, 1986; Зоненшайн, Натапов, 1987; Rowley, Lottes, 1988; Embry, 1990; Lawver, Scotese; 1990; Grantz, Hart, 2012]. В поздне-меловое время начал отделяться от Евразии, но не завершил до конца этот процесс, блок хр. Альфа-Менделеева. Но реализация отрыва континентального блока от Баренцево-Карской палеоокраины все же была осуществлена в кайнозое отделением хр. Ломоносова.

В процессе отторжения указанных блоков в их тылу закладывались отмеченные выше бассейны. Однако следует заметить, что в этих последовательных этапах деструкции Лавразии есть и свои различия: от этапа к этапу визуальная площадь континентальных отторженцев существенно сокращалась: Новосибирско-Чукотско-Североаляскинская микроплита — хр. Альфа-Менделеева(?) — хр. Ломоносова (см. рис. 1). Каждый из трех отмеченных этапов развития бассейнов сопровождался проявлением базальтоидного магматизма на континентальных окраинах и их отторженцах: от обильного юрско-мелового (рис. 2) до затухающего поздне-мелового и крайне скудного кайнозойского (например, на арх. Шпицберген [Кораго и др., 2010]). Масштаб магматизма этих этапов различен [Кузьмин и др., 2011; Добрецов и др., 2013], но тем не менее его генерации как индикаторы отражают начало процессов деструкции континентальной литосферы Арктики [Shipilov, 2008; Коваленко и др., 2010] и их длительность, вплоть до завершения аккреции океанической коры спрединговыми центрами в случаях их отмирания.

В результате эволюционных преобразований между бассейнами с океанической литосферой (Канадским и Евразийским) возникла система континентальных поднятий, состоящая из хребтов Ломоносова и Альфа-Менделеева, разделенных бассейном Макарова—Подводников с деструктурированной до океанического типа (во впадине Макарова) корой. Эта Центрально-Арктическая система хребтов с разделяющим их бассейном, по существу, являющаяся трансформированным отторженцем Баренцево-Карско-Лаптевской континентальной окраины, представляет собой в настоящее время своеобразный тектонический мост, соединяющий Евразийский и Северо-Американский континенты и состоящий из фрагментов палеоконтинента Арктида [Кузнецов, 2006; Лаверов и др., 2012, 2013].

Наиболее изученным этапом в истории развития Северного Ледовитого океана является кайнозойский, обусловленный проникновением в Арктику срединно-атлантической оси спредингового центра в виде хр. Гаккеля [Карасик, 1968; Pitman, Talwani, 1972; Talwani, Eldholm, 1977; Vogt et al., 1979]. Это привело к образованию глубоководного Евразийского бассейна с четко выраженным набором кайнозойских полосовых магнитных аномалий океанической коры, расположенных по обе стороны хр. Гаккеля, и отображением последнего в гравитационном поле [Laxon, McAdoo, 1994, 1998; Macnab et al., 1995; McAdoo et al., 2008].

Если спрединговая природа Евразийского бассейна сегодня не вызывает сомнения у большинства исследователей, то происхождение структур Американо-Северного бассейна в силу его сложного гетерогенного строения [Dove et al., 2010; Bruvold et al., 2012; Mosher et al., 2012; Pease et al., 2014; и др.], включающего Канадскую котловину, поднятия Менделеева и Альфа, котловины Макарова и Подводников, является предметом научных дискуссий [The Arctic Ocean..., 1990; Lane, 1992, 1997; Kuzmichev, 2009; и др.]. Так, предполагаемый меловой палеоспрединговый центр, наиболее древнего из триады отмеченных глубоководных бассейнов Северного Ледовитого океана — Канадского бассейна, находит отражение в структуре аномалий гравитационного поля, а в структуре магнитного определяется неоднозначно. Однако полученные в последние годы материалы сейсмических работ [Dinkelman et al., 2008; Hutchinson et al., 2009; Helwig et al., 2010] подтверждают наличие структур растяжения и следа отмершего спредингового центра в основании осадочного чехла соответственно в центральной и южной частях этого бассейна. Тем не менее в отношении генезиса Канадской котловины наиболее широкое распространение получила «ротационная» модель ее раскрытия [Herron, 1974; Embry, 1990, 2000]; последняя версия модели, по [Grantz et al., 2011; Grantz, Hart, 2012]. Данные, изложенные в работах [Тучкова и др., 2007; Соколов и др., 2010, 2015], показывают вполне определенную синхронизацию тектонических событий в эволюции Канадского бассейна (рифтогенез, спрединг) с основными фазами деформаций, перестройками структуры и изменениями режимов седиментации в Южно-Анхойской сутуре и Чукотского микроконтинента, что свидетельствует в пользу ротационной модели развития Американо-Северного бассейна в целом. Автор данной работы также придерживается этой геодинамической модели эволюции рассматриваемого региона Арктики. Совокупность полученных в последние годы геолого-геофизических материалов как по континентальным окраинам, так и глубоководным областям позволяет дополнять и корректировать эту модель, чему посвящены многочисленные публикации, часть из которых представлена в списке использованной литературы.



В этой связи основной задачей представленного в данной статье исследования является демонстрация результатов комплексной интерпретации геолого-геофизических данных по тем районам Арктической континентальной окраины Евразии, распознавание строения которых, по мнению автора, дает основание в определенной мере дополнить, а по возможности и детализировать существующие представления о геодинамической эволюции Канадского бассейна.

Прежде всего, следует отметить, что первостепенную роль в расшифровке геодинамики раскрытия Канадского бассейна играют магматические проявления юрско-мелового возраста [Тараховский и др., 1982; Комарницкий, Шипилов, 1991; Dibner, 1998; Maher, 2001; Silantyev et al., 2004; Федоров и др., 2005; Drachev, Saunders, 2006; Пискарев и др., 2009; Кораго и др., 2010; Ernst, Bleeker, 2010; Шипилов, Карякин, 2011; Добрецов и др., 2013; Морозов и др., 2013; Corfu et al., 2013; Døssing et al., 2013a; Estrada, 2014; Jowitt et al., 2014; Senger et al., 2014], установленные в различных окраинно-континентальных структурах, обрамляющих глубоководные области Северного Ледовитого океана. И, безусловно, то, что эти базальтоидные образования, как известно, фиксируют этапы рифтогенной активизации и утонения континентальной литосферы.

Как показывают реконструкции, становление структуры Американо-Северного бассейна происходило в условиях проявления крупномасштабных горизонтальных сдвиговых перемещений микроплит или их композиций по нескольким главным зонам трансформных разломов (см. рис. 1), без которых не обходится практически ни одна из существующих геодинамических моделей [Embry, 1990, 2000; Grantz et al., 1998; Хаин, 2001; Богданов, 2004; Шипилов, 2004, 2005; Хаин и др., 2009; Верниковский и др., 2010, 2013a, б; Pease, 2011; Golonka, 2011; Scotese, 2011; Лаверов и др., 2012, 2013; Grantz, Hart, 2012; Лобковский и др., 2013; Døssing et al., 2013b; Shephard et al., 2013; Метелкин и др., 2014; Pease et al., 2014]. Документированность этих сдвиговых зон фактическими геолого-геофизическими данными различна. Исходя из разрабатываемой модели геодинамической эволюции Арктического региона [Лаверов и др., 2013], в пределах Восточно-Арктической окраины Евразии получили развитие не только генерации субширотного ориентированных осадочных бассейнов, но и пояса сдвига сжатия [Хаин и др., 2009], простирающиеся субсогласно с первыми. Вместе с тем комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов дает основание говорить и о наличии поперечных к этим структурам крупных разломных зон, обусловленных разнонаправленными векторами напряжений в литосфере, проявившимися на этапах дифференцированных перемещений блоков и микроплит, входящих ныне в состав Чукотско-Североаляскинской континентальной окраины.

Несмотря на значительный прогресс в объемах проведенных геолого-геофизических исследований океанических структур Северного Ледовитого океана, полученные результаты все еще недостаточны для выстраивания непротиворечивой картины геодинамической эволюции региона. В этой связи материалы исследований континентальных окраин Арктики, в силу их существенно более высокой степени изученности, в определенной мере позволяют детализировать, а в отдельных случаях и восполнить недостающие звенья в моделях реконструкции геодинамических преобразований литосферы Северной полярной области Земли.

В представленной статье по результатам интерпретации комплекса геолого-геофизических данных и полевых наблюдений демонстрируются модели структуры ряда принципиально разных по устройству и тектоническим преобразованиям районов Арктической континентальной окраины Евразии. По мнению автора, они отражают те тектоногеодинамические обстановки, которые сопровождали инициальный этап раскрытия океана в Арктике (Канадский бассейн) и являются ключевыми для решения многих вопросов тектоники и геодинамики исследуемого региона. Акцентируется внимание на ареалах и особенностях распространения позднемезозойского магматизма в пределах континентальных окраин Баренцева и Восточно-Сибирского морей, сдвиговой тектонике на шельфе Чукотского моря и возможном использовании результатов интерпретационного анализа в реконструкциях становления геоструктур Арктического океана.

## РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЮРСКО-МЕЛОВОГО БАЗАЛЬТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

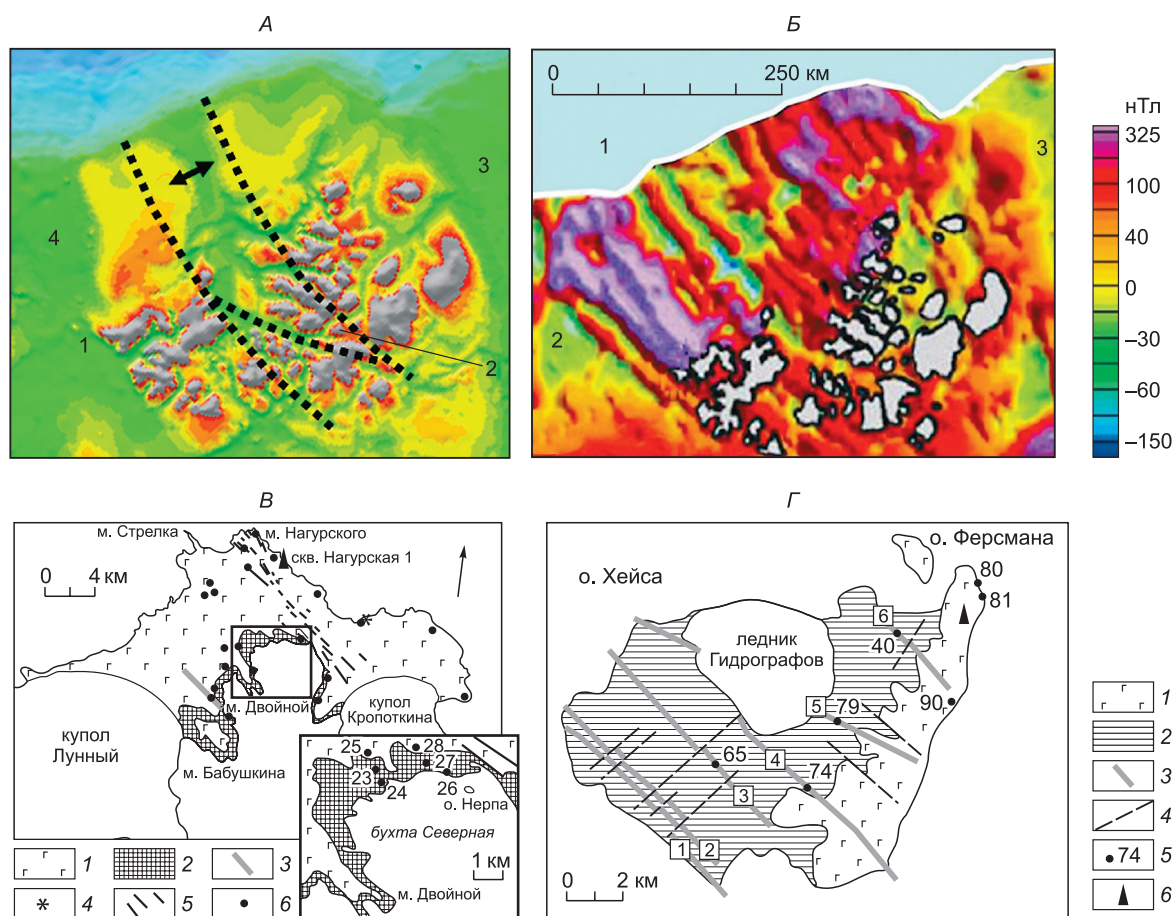
Фактическое распространение юрско-мелового базальтоидного магматизма на Арктической континентальной окраине Евразии сосредоточено в пределах трех архипелагов — Шпицберген, Земля Франца-Иосифа (Баренцево море) и Де-Лонга (Восточно-Сибирское море). Все они входят в состав так называемой Арктической магматической провинции (High Arctic Large Igneous Province — HALIP) [Maher, 2001]. Однако геолого-геофизические данные дают основание значительно расширить ареал этого магматизма в шельфовые районы окраин [Комарницкий, Шипилов, 1991; Шипилов и др., 2009; Шипилов, Верниковский, 2010; Шипилов, 2011; Шипилов, Карякин, 2011] и выявить специфические особенности его проявлений. Исследования показывают, что наибольшим разнообразием форм проявления магматизма отличается арх. Земля Франца-Иосифа, где закартированы многочисленные силлы,



дайки, покровы, а иногда и следы вулканических аппаратов [Тараховский и др., 1982; Harland, 1997; Dibner, 1998; Карякин, Шипилов, 2009; Карякин и др., 2010; Кораго и др., 2010; Шипилов, Карякин, 2011; Добрецов и др., 2013]. Отличие арх. Шпицберген состоит в том, что здесь раннемеловые проявления магматизма отмечаются с подавляющим преимуществом в виде силлов [Harland, 1997; Maher, 2001; Шипилов, Карякин, 2011; Senger et al., 2014]. Покровы барремского возраста распространены лишь на арх. Земля Короля Карла [Harland, 1997]. Эффузивы в виде серии раннемеловых лавовых потоков установлены также на о. Беннетта (арх. Де-Лонга, Восточно-Сибирское море) [Дорофеев и др., 1999; Silantuev et al., 2004; Федоров и др., 2005].

### БАРЕНЦЕВОМОРСКИЙ СЕГМЕНТ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ: ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ МАГМАТИЗМА АРХ. ЗЕМЛЯ ФРАНЦА-ИОСИФА

На батиметрических и геологической картах [Твердые..., 2010] довольно отчетливо просматривается, что в генеральном композиционном отношении арх. Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) разделен прол. Маркома (с серией субпараллельных ему узких проливов и его северо-западным продолжением, между островами Артура и Харли) на две главных группировки островов — юго-западную и северо-восточную (рис. 3, А). Таким же образом разобчен на две части и шельфовый сегмент архипелага, об-



**Рис. 3. Батиметрия, аномальное магнитное поле и геология островов архипелага ЗФИ.**

А — батиметрическая схема (ИВСаО, шкалу глубин см. на рис. 1) и положение срединной (рифтовой) зоны раздела (пунктирные линии) с предполагаемым растяжением (стрелки): 1 — о. Земля Александры, 2 — о. Хейса, 3 — желоб Святой Анны, 4 — желоб Франц-Виктория. Б — схема, иллюстрирующая линейный характер положительных аномалий магнитного поля: 1 — котловина Нансена Евразийского бассейна, 2 — желоб Франц-Виктория, 3 — желоб Святой Анны. В — схематическая геологическая карта центральной части о. Земля Александры (положение см. на рис. А): 1 — раннемеловые базальты и долериты, 2 — юрские базальты, 3 — дайка раннемеловых (?) базальтов, 4 — палеовулканический аппарат, 5 — линейменты зоны Нагурского разлома, дешифрируемые на космических снимках, 6 — изученные обнажения и их номера (числа на врезке) [Карякин и др., 2010; Шипилов, Карякин, 2014]. Г — схематическая геологическая карта о. Хейса (положение см. на рис. А): 1 — раннемеловой базальтовый покров, 2 — раннемезозойские осадочные породы, 3 — дайки раннемеловых базальтов и долеритов, 4 — разломы, 5 — обнажения, упоминающиеся в тексте, 6 — скважина. Цифры в квадратах — дайки: 1 — Останцовая-1, 2 — Останцовая-2, 3 — Разбитая, 4 — Кривая, 5 — Сквозная, 6 — Аметистовая [Карякин и др., 2010; Шипилов, Карякин, 2014].

ращенный к котловине Нансена, с некоторым отклонением к северу разделяющей их условной полосы. Этот вывод подтверждается и при анализе последней модификации карты аномального магнитного поля северной части Баренцевоморской окраины, представленной в работе [Minakov et al., 2012]. На ней преобладающие полосовые магнитные аномалии архипелага и его окружающего шельфа имеют северо-западные простирания, а отмеченная выше осевая разделительная зона отчетливо выражена сближенными положительными линейными аномалиями на отрицательном фоне (см. рис. 3, Б).

Трапповый магматизм J-K возраста отмечается не только на архипелаге ЗФИ, но и фиксируется по геолого-геофизическим данным в шельфовых районах Баренцевоморской континентальной окраины [Шипилов, Моссур, 1990; Shipilov, Mossur, 1991; Grogan et al., 2000; Шипилов, Карякин 2011], а в Восточно-Баренцевском мегапрогибе вскрыт скв. Лудловская [Комарницкий, Шипилов, 1991]. В последнем он проявлен преимущественно в виде силлов. На сводово-блоковом поднятии ЗФИ этот базальтоидный магматизм установлен практически во всех его возможных формах, сохранившихся несмотря на масштабные денудационно-эрозионные процессы, связанные с кайнозойским априфтом и экзарационной деятельностью ледников.

Рассмотрение структуры аномального магнитного поля показывает, что его главной особенностью является полосовой характер с наличием протяженных (до 400—450 км) положительных линейных аномалий северо-западного простирания. Интенсивность некоторых из них может достигать в северо-западной половине сводово-блокового поднятия, особенно в его шельфовом сегменте, свыше 300 нТл, а в юго-восточной части интенсивность значений этих аномалий ослабевает, снижаясь до менее 100 нТл с тенденцией нарушения их непрерывности. Исследователи высказывают мнение, что в структуре аномального магнитного поля таким образом получили отображение многочисленные тела даек базальтоидов, пронизывающие разрез поднятия ЗФИ. Однако наибольшее количество даек установлено только на о. Хейса, о. Грэм-Белл, Земля Вильчека, а единичные их проявления отмечены лишь на некоторых островах — Галля, Чамп и др. Поэтому, вероятнее всего, в аномальном магнитном поле зафиксированы и многочисленные подводные магматические каналы, поставившие расплавы для значительно более распространенных и преобладающих по площади силлов и покровов, бронирующих разрезы отложений большинства островов архипелага и прилегающих шельфовых районов.

Другая особенность аномального магнитного поля, с точки зрения районирования, заключается в его дифференцированности в генеральном плане на две значительных по размерам области — юго-западную и северо-восточную, превосходящую первую по площади почти в два раза. В обеих отмечается присутствие, особенно в шельфовом сегменте (соседствующим с Евразийским бассейном), довольно крупных, по всей видимости, объединенных и сливающихся аномалий наиболее высокой для поднятия ЗФИ интенсивности — около 300 нТл. Эти две области разобщены полосой с наиболее четко выраженными на фоне отрицательных значений 3—4 протяженными положительными аномалиями средней интенсивности. В осевой зоне полосы отмечается сближение двух линейных аномалий, которые, сливаясь, протягиваются вплоть до о. Хейса. Однако их продолжение имеет тенденцию к выклиниванию в районе ю.-в. оконечности о. Галля. Характерно, что на северо-западном шельфе архипелага вдоль отмеченных сближенных положительных аномалий осевой зоны на геологической схеме [Твердые..., 2010] получил отображение канал, выработанный в триасовых и меловых образованиях и заполненный верхнепалеогеновыми-нижнемиоценовыми отложениями.

Две выделенные области с высокими значениями изометричных аномалий магнитного поля, как показывают материалы геологических съемок разных лет, в том числе и наши, представлены преобладающими, среди других форм проявления базальтоидного магматизма, телами покровов и силлов, причем с наиболее древними радиологическими возрастными (раннемезозойскими). Так, по различным радиологическим датировкам (в основном K/Ar, реже  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Sm/Nd, Pb/Pb), опубликованным в работе [Пискарев и др., 2009], для юго-западной области здесь имеются значения от 221.5 (Земля Георга) до 207.9 млн лет (Земля Александры), а для северо-восточной — от 220 млн лет (о. Рудольфа) до 180.9—187.0 (острова Рудольфа и Джексона). Естественно, что в этих областях имеются магматические проявления и более молодых эпох. Например, возраст некоторых силлов из скважин Северная и Нагурская по U/Pb датировкам оценивается в  $122.7$  и  $122.2 \pm 1.1$  млн лет соответственно [Corfu et al., 2013].

Отмеченные особенности приуроченности наиболее ранних проявлений базальтоидного магматизма к краевым частям выделенных областей подтверждаются результатами наших исследований [Симонов и др., 2008; Карякин и др., 2009, 2010; Шипилов, 2011] (рис. 4). Так, на о. Земля Александры (юго-западная область) мы располагаем  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировками методом ступенчатого прогрева по минеральным фракциям трех покровов в двух разрезах (см. рис. 3, В). В первом из них (обн. 25-23-24) для нижнего покрова миндалекаменных плагиоклазовых базальтов со столбчатой отдельностью (обр. 25-6) получены значения  $189.9 \pm 3.1$  млн лет. Возраст среднего покрова базальтов и долеритов с глыбовой отдельностью оценивается в  $156.5 \pm 5.3$  млн лет. Самый верхний покров гигантостолбчатых базальтов имеет среднее взвешенное значение возраста по двум минералам (плагиоклаз (pl) и пироксен (pi)) —

**Рис. 4.**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастнe и Ca/K спектры для плагиоклазов из базальтов островов юго-западной и центральной частей арх. Земля Франца-Иосифа [Карякин и др., 2010; Шипилов, Карякин, 2011].

1 — плагиоклаз из базальта о. Гукера; 2 — плагиоклаз из базальта о. Земля Александры; 3 — плагиоклаз из долерита дайки Аметистовая о. Хейса.

$135 \pm 4$  млн лет. По второму разрезу возраст (обн. 26-27-28) нижнего покрова (обр. 26-4) составляет  $196.5 \pm 6.3$  млн лет (р1), средний (обр. 27-5) —  $152.6 \pm 14.5$  млн лет (р1) и верхний (обр. 28-9) —  $131.2 \pm 5.9$  млн лет (среднее взвешенное по р1 и рi).

Судя по всему, последовательная наложенность покровов, видимая мощность которых составляет от 15—35 м и более, обусловила в результате контрастную выраженность ареала положительных магнитных аномалий.

Заметим, что в скв. Нагурская (см. рис. 3, В) в интервале глубин 1300—3200 м вскрыты четыре силла, имеющих также раннемезозойский (юрский) возраст —  $151 \pm 11$ ,  $192 \pm 13$ ,  $170 \pm 12$  и  $203 \pm 14$  млн лет (К-Аг метод, вал) [Тараховский и др., 1982]. Наши данные по возрасту покрова базальтов о. Гукера, формирующего плато Седова, —  $189.1 \pm 11.4$  млн лет (р1, обр. 38-5) — также подтверждают изложенную схему пространственной приуроченности раннемезозойских базальтоидов в контексте районирования аномального магнитного поля.

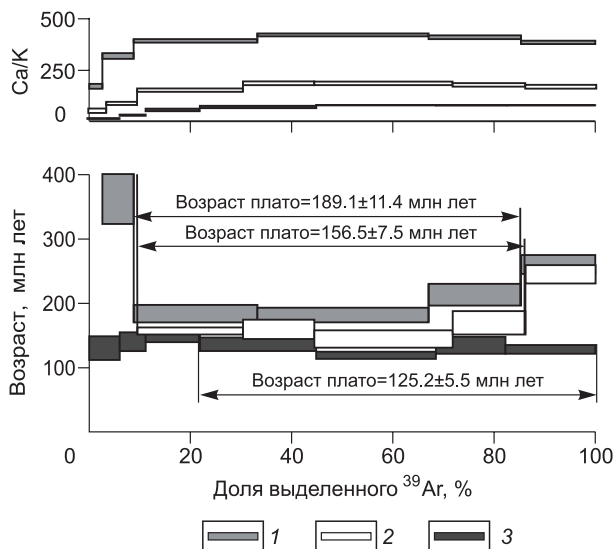
Теперь обратимся к возрасту толеитового магматизма срединной зоны архипелага, разделяющей описанные выше области с наиболее древними датировками рассматриваемого магматизма. В этом отношении наибольший интерес представляет о. Хейса (см. рис. 3, Г), на котором были изучены покров, дайки и силлы.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст обр. 90 из базальтового покрова, бронирующего о. Хейса так же, как и о. Ферсмана, оценивается в  $128.8 \pm 12.1$  млн лет (рi). Нижний силл (обн. 80, обр. 80-3) был внедрен в осадочный разрез острова —  $126.2 \pm 2.8$ , а верхний (обн. 81, обр. 81-2) —  $131.6 \pm 2.4$  млн лет назад. Дайки острова расположены субпараллельно друг другу, за исключением дайки Сквозная, дистанция между ними составляет 2—4 км. Наиболее молодая дайка острова (Аметистовая) имеет возраст  $125.2 \pm 5.5$  млн лет (обн. 40, обр. 40-1), а наиболее древняя (Сквозная) (обн. 79, обр. 79-4) —  $138.1 \pm 2.6$  млн лет. Возраст даек Кривая (обн. 74, обр. 74-2) —  $133.5 \pm 4.1$  млн лет, Разбитая (обн. 65, обр. 65-3) —  $133.8 \pm 3.4$  млн лет. Все приведенные новые значения  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возрастов — средние взвешенные значения по р1 и рi. Для одного из силлов была опубликована цифра возраста  $137 \pm 16$  млн лет (Sm/Nd), для дайки Сквозная —  $124 \pm 1$  ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , вал) [Пискарев и др., 2009], для дайки Разбитая —  $138 \pm 10$  млн лет (К-Аг, вал) [Dibner, 1998]. Следует подчеркнуть, что за исключением дайки Аметистовая, все остальные дайки о. Хейса являются более древними по отношению к покрову острова. Добавим, что вулканические образования раннемезозойского или юрского возраста на острове нашими исследованиями не обнаружены.

Изложенное выше позволяет сделать вывод, что акцентированная локализация даек о. Хейса в зоне раздела двух областей, их субпараллельное простирание, сближенные значения возрастов и отражение в полосовом характере магнитного поля указывают на существование на временном отрезке валанжин—баррем (ранний мел) довольно отчетливо проработанной тектонической полосы растяжения, обусловленной, судя по всему, начальным развитием рифтовой зоны (рис. 5).

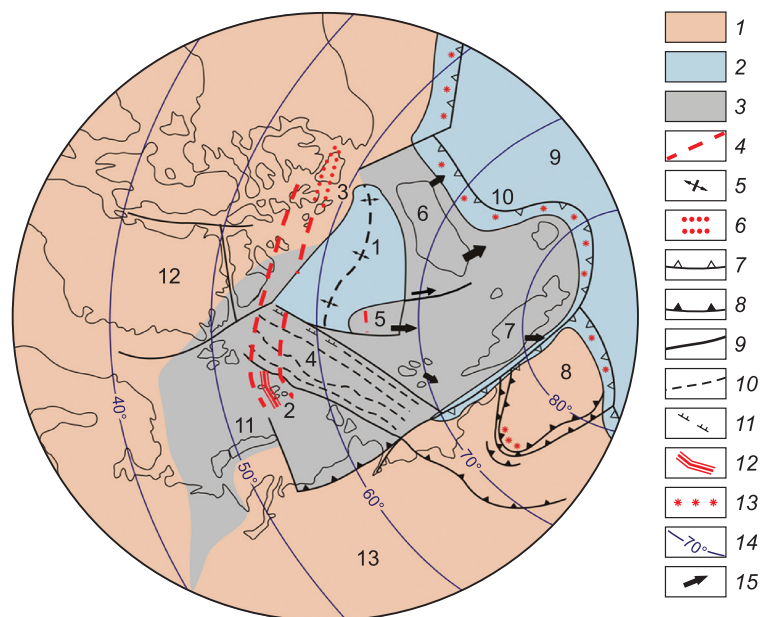
#### КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ОКРАИНА ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО МОРЯ: ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ФОРМАХ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЗМА В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ

Шельф Восточно-Сибирского моря среди других морей Арктической континентальной окраины Евразии является наиболее протяженным. Как показывают геолого-геофизические исследования последних лет, все еще не вышедшие из рекогносцировочной стадии изученности, осадочный чехол и морфология рельефа поверхности фундамента характеризуются здесь довольно сложным строением, особенно в северных краевых областях [Виноградов др., 2004, 2008].

В этой связи все представления о тектонике региона и возрасте фундамента базируются преимущественно на интерпретации данных грави- и магнитометрических съемок различного масштаба [Ли-

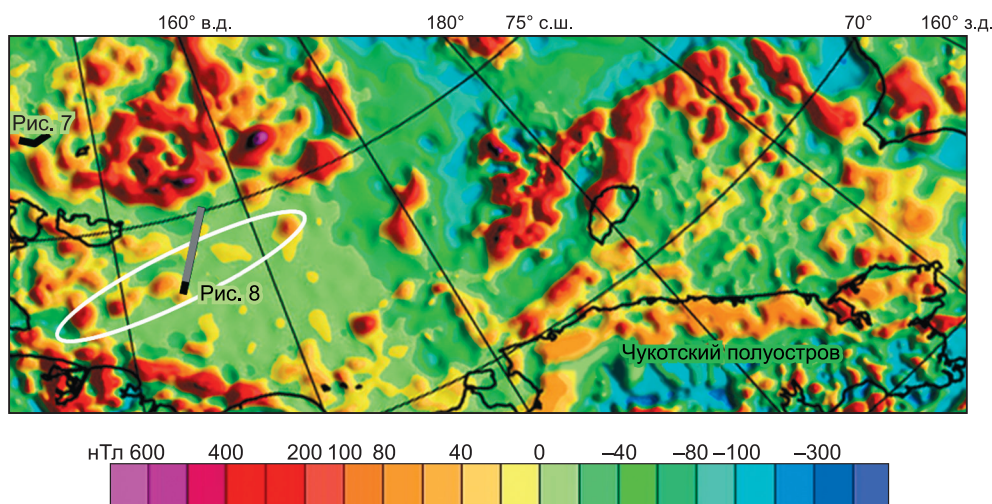






**Рис. 5. Палеогеодинамическая реконструкция Арктики на 130 млн лет, по [Лаверов и др., 2013] с изменениями и дополнениями автора.**

1 — области с континентальной корой; 2 — области с океанической корой; 3 — распадающийся палеоконтинент Арктида; 4 — границы предполагаемого продолжения пояса даек ЗФИ — Канадский арктический архипелаг; 5 — ось спрединга; 6 — юрско-меловой грабен Эглингтон; 7 — зоны субдукции; 8 — зоны надвигов; 9 — крупные зоны сдвигов, трансформных разломов; 10 — границы блоков будущей Центрально-Арктической провинции хребтов и бассейнов; 11 — рифты; 12 — срединная рифтовая зона арх. ЗФИ; 13 — островодужный магматизм; 14 — палеомагнитные широты; 15 — направления движения блоков Арктиды относительно Лавразии. Цифры на схеме: 1 — Канадский бассейн и его осевой спрединговый центр, 2 — арх. Земля Франца-Иосифа, 3 — Канадский арктический архипелаг, 4 — блоки будущих хребтов Альфа-Менделеева и Ломоносова, 5 — поднятия Чукотское и Нортвинд, 6 — Аляска, 7 — Чукотка, 8 — Омолон, 9 — Пацифик, 10 — зоны субдукции и островные дуги Пацифика, 11 — Новая Земля, 12 — Гренландия, 13 — Евразия.



**Рис. 6. Фрагмент карты интенсивности аномалий магнитного поля [Поселов и др., 2008] и положение сейсмических разрезов.**

Белый овал — продолжение линеамента (см. текст) с локальными положительными аномалиями, отождествляемыми с вулкано-генными постройками, и положение разрезов (см. рис. 7, 8).

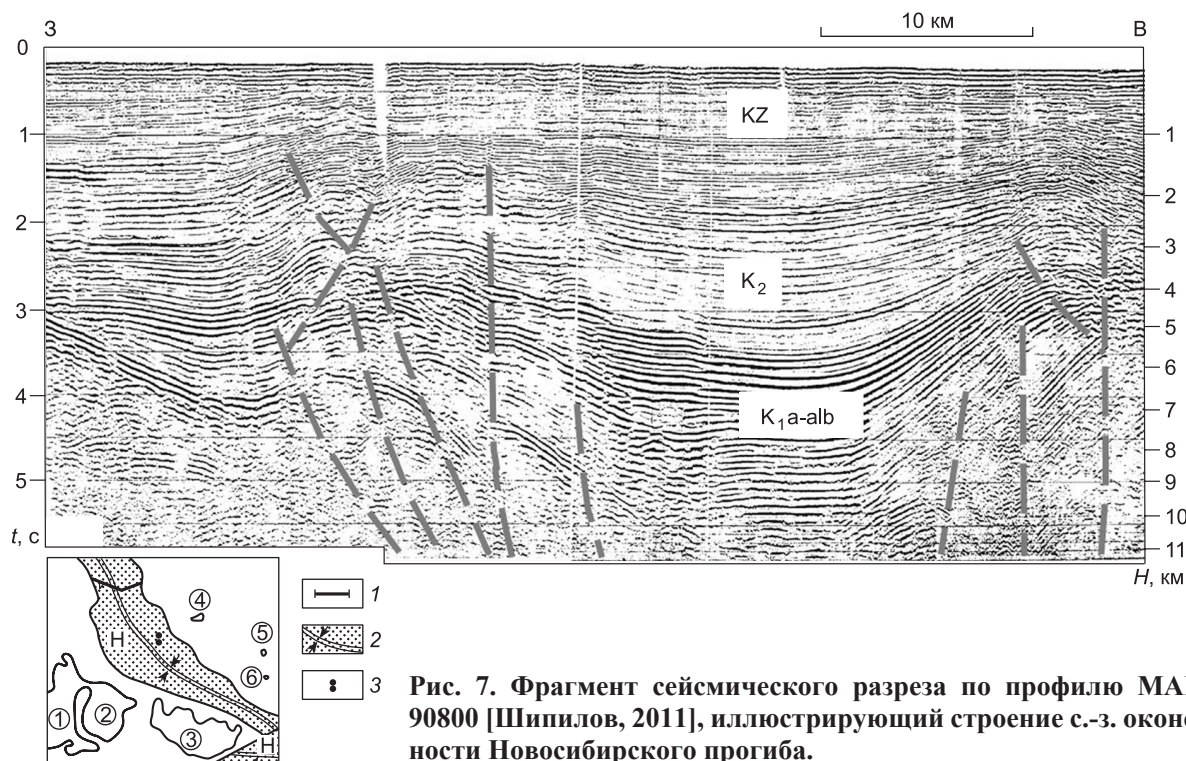
тинский и др., 1978; Mazarovich, Sokolov, 2003; Поселов и др., 2008; Хаин и др., 2009; и др.], проведенных в разные годы прошлого и нынешнего столетий, и изученных разрезах сухопутного и островного обрамления [Геологическое строение..., 1984; Иванов, 1985; Лаухин, Патык-Кара, 1985; Malovitski et al., 1990; Слободин и др., 1990; Дорофеев и др., 1999; Кузьмичев и др., 2005; Федоров и др., 2005; Косько, 2007; Тучкова и др., 2007; Miller, Verzhbitsky, 2009; Соколов и др., 2010; Верниковский и др., 2013а,б; Вержбицкий и др., 2015; Лучицкая и др., 2015; Прокопьев и др., 2015; Amato et al., 2015]. В силу отсутствия морских скважин исследователи не могут прийти к единому мнению о стратификации осадочного чехла при интерпретации единичных и далеко разнесенных линий сейсмических разрезов и редких береговых скважин [Tolson, 1987; Thurston, Theiss, 1987, 1991; Shipilov, 1989; Shipilov et al., 1989; Thurston, Lothamer, 1991; Богданов и др., 1995; Секретов, 1997; Sherwood et al., 1998; Оруджева и др., 1999; Драчев и др., 2001; Sekretov, 2001; Franke et al., 2004, 2008; Бурлин, Шипелькевич, 2006; Андиева, 2008; Verzhbitsky et al., 2008; Петровская, 2009; Вержбицкий и др., 2010; Вербя и др., 2011]. Одни считают, что осадочный чехол протяженных субширотно ориентированных бассейнов представлен здесь лишь кайнозойскими образованиями, другие включают в его состав меловые отложения, а иногда даже и юрские. Соответственно, сложной и далеко неоднозначной остается картина возрастной оценки фундамента и глубин его залегания.

Устанавливаются лишь отдельные фрагменты консолидированного основания, свидетельствующие о преимущественно мезозойской (раннемеловой) консолидации акустического фундамента на преобладающей части Восточно-Арктической окраины. Вместе с тем существует мнение, что сегменты каледонид (элсмирид) получили развитие на шельфе Аляски, в северной части Чукотского моря, и предполагается, что они могут протягиваться даже далее в виде узкой полосы на запад до Новосибирских островов [Хаин и др., 2009]. Опубликованные работы последних лет дают основание говорить о том, что позднекаледонская фаза тектогенеза проявилась намного шире, захватывая и Чукотку [Natal'in et al., 1999; Косько, 2007; Катков и др., 2013; Вержбицкий и др., 2015; Лучицкая и др., 2015; Соколов и др., 2015], и о. Котельный (Новосибирский архипелаг) [Прокопьев и др., 2015]. Наряду с этим в статьях исследователей отстаивается идея, высказанная много лет назад Н.С. Шатским, а затем и Ю.М. Пушаровским [Шатский, 1963; Пушаровский, 1976], о том, что большая часть фундамента окраины и прилегающих частей подводных хребтов Американо-Сибирского бассейна соотносится с докембрийскими фрагментами кратона Гиперборея (или Арктида) [Зоненшайн, Натапов, 1987; Зоненшайн и др., 1990; Кузнецов, 2006; Хаин и др., 2009; Верниковский и др., 2010, 2013а,б; Лаверов и др., 2013; Лобковский и др., 2013; Metelkin et al., 2015].

Одним из установленных геологических фактов является наличие проявлений внутриплитного мезозойского магматизма на арх. Де-Лонга. Здесь на о. Беннетта закартирована серия базальтовых потоков, залегающих на меловых (досреднемеловых?) туфогенных и угленосных образованиях [Вольнов, Сороков, 1961; Дорофеев и др., 1999; Федоров и др., 2005; Drachev, Saunders, 2006]. Среди них выделяются щелочные базальты стратифицированных покровов с возрастом по К-Аг методу 106 млн лет и по химическому составу близкие или аналогичные трапповым формациям и базальтам окраинно-континентальных рифтогенных структур. Кроме того, выделяются магнезиальные кремнедосыщенные щелочные базальты, слагающие лавовые потоки и конусы, К-Аг возраст которых составляет 109, 110, 112, 119 и 124 млн лет [Silant'ev et al., 2004; Федоров и др., 2005; Drachev, Saunders, 2006]. Таким образом, можно говорить о том, что возраст проявившегося здесь вулканизма в основном апт-альбский. В этой связи он может служить хорошим репером при обосновании возраста разрезов отложений осадочных бассейнов Восточно-Арктической континентальной окраины. Анализ различных геолого-геофизических материалов свидетельствует о том, что базальтоидные породы как интрузивные, так и вулканические достаточно широко развиты в осадочном чехле шельфовых бассейнов различных окраин Северной Атлантики [Archer et al., 2005; Meyer et al., 2007; Mjelde et al., 2008; Magee et al., 2014], а также и в пределах некоторых областей Арктической окраины Евразии. В ряде случаев, в зависимости от условий залегания и мощности, они получают вполне отчетливое отображение на сейсмических разрезах в виде так называемых «аномальных» отражающих сейсмических горизонтов [Shipilov, Mossur, 1991]. В пределах западной части шельфа Восточно-Сибирского моря и прилегающих областей распространение проявлений базальтоидного магматизма предполагалось исследователями по результатам интерпретации гравимагнитных данных [Литинский и др., 1978].

Анализ сейсмических материалов показывает, что близкий или аналогичный по возрасту о. Беннетта вулканизм выходит далеко за пределы арх. Де-Лонга. В этой связи рассмотрим примеры специфической волновой картины на временных сейсмических разрезах, обусловленные, по мнению автора, присутствием в осадочном чехле различных форм проявления базальтоидного вулканизма.

Одним из таких районов является северо-западная оконечность Новосибирского прогиба, расположенная между архипелагами Анжу и Де-Лонга (рис. 6, 7). Эта узкая и протяженная структура, имеющая север—северо-западное простирание, по своей выраженности в геофизических полях и на основа-



**Рис. 7. Фрагмент сейсмического разреза по профилю МАГЭ 90800 [Шипилов, 2011], иллюстрирующий строение с.-з. оконечности Новосибирского прогиба.**

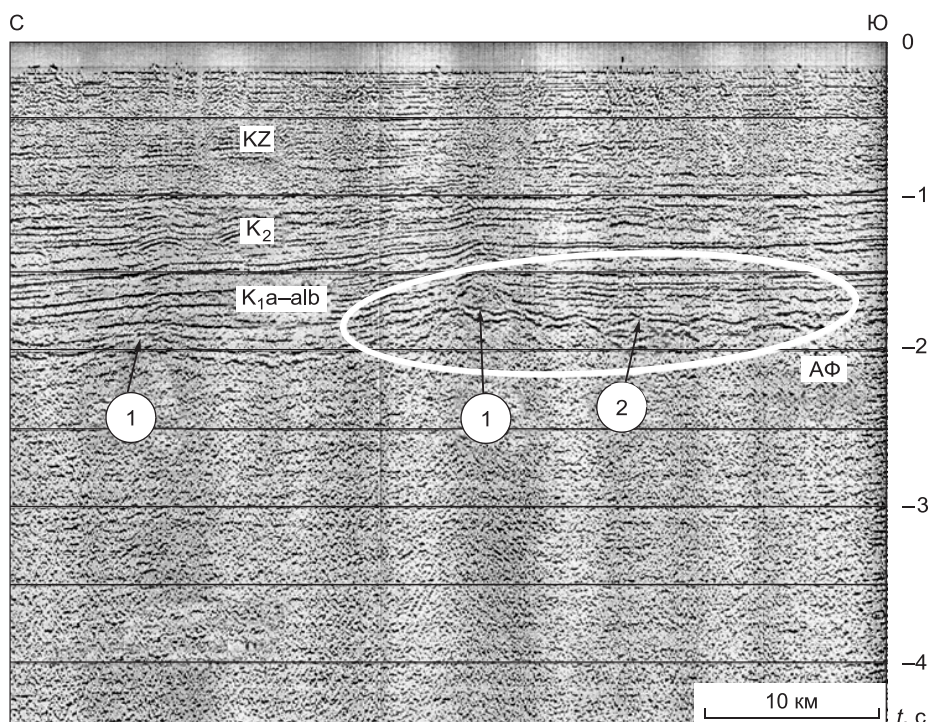
Штриховые линии — разломы. Положение см. на рис. 6. и на врезке (ниже): Н — Новосибирский прогиб; 1 — положение разреза; 2 — осевые зоны (депоцентры) прогиба, 3 — эпицентры землетрясений. Цифры в кружках: 1 — Земля Бунге, 2 — о. Фаддеевский, 3 — о. Новая Сибирь, 4 — о. Беннетта, 5 — о. Жохова, 6 — о. Вилькицкого.

нии сейсмических данных описывается как типичный рифт [Drachev et al., 2010; Шипилов, 2011]. Мощность осадочного выполнения в депоцентре прогиба, по сейсмическим данным, составляет не менее 10 км (см. рис. 7).

В средней части осадочного разреза во временном интервале от 2 до 4 с выделяется контрастно стратифицированный комплекс образований. Он выклинивается на склонах бассейна, перекрывает ступенчато сброшенные блоки внутренних прибортовых зон и прослеживается в преувеличенной мощности над депоцентром прогиба. Интенсивные сейсмические рефлекторы перемежаются здесь с нормальными отражающими горизонтами. Это дает основание говорить о том, что рассматриваемый комплекс представлен переслаиванием базальтовых потоков и покровов с туфолавами, пирокластами и другими осадочными образованиями, аналогичными тем, что установлены на о. Беннетта. Подтверждением этому служит и скачкообразное нарастание сверху вниз при переходе к вулканогенно-осадочному комплексу скоростных параметров среды разреза от 2.7—3.1 до 3.8—4.4 км/с [Секретов, 1997; Косьюк и др., 2008]. Причем доминирующая часть базальтовых потоков, как показывает сейсмический разрез, направлена с прибортовых ступеней к депоцентру прогиба. Именно эти ступени, разбитые разломами, с которых происходило излияние базальтов, отчетливо отражены в магнитном поле. Учитывая положение комплекса в разрезе, а также возраст вулканических пород о. Беннетта, напрашивается вывод о его апт-альбском возрасте, и тогда залегающие ниже его отложения, следовательно, накапливались в до-среднемеловое (доаптское) время. Перекрывающие же этот комплекс отложения, судя по всему, относятся к верхнему мелу, выше которых субгоризонтально залегают кайнозойские образования.

Другая форма проявления вулканизма при анализе сейсмической картины обнаруживается на южном ограничении Новосибирского бассейна. На южном окончании сейсмического разреза, расположенного на расстоянии около 200 км к востоку от о. Новая Сибирь (см. рис. 6), на акустическом фундаменте отчетливо просматривается возвышенность, по всем признакам напоминающая палеовулканическую постройку (рис. 8). Ее размер по основанию составляет 5—6 км, а амплитуда поднятия по временной шкале не менее 0.5 с (около 0.8—1.0 км). Интенсивные отражающие рефлекторы, характеризующие саму постройку и прилегающие площади, представлены короткими выгнутыми чешуйчатыми и черепицеобразными отрезками осей синфазности, напоминающими по сейсмическому имиджу отражения от океанических базальтов. Это свидетельствует о распространении вокруг палеовулкана потоков эффузивных образований мощностью первые сотни метров. В 10 км к северу по профилю отмечается сход-





**Рис. 8. Фрагмент (южное окончание) сейсмического разреза по профилю ДМНГ ESS 9103 [Шипилов, 2011] (положение см. на рис. 6), иллюстрирующий строение осадочного чехла и положение палеовулканической постройки на поднятии южнее Новосибирского бассейна.**

Белый овал очерчивает большую вулканическую постройку и базальтовые потоки, слагающие поверхность АФ (акустического фундамента). Цифры в кружках: 1 — палеовулканы, 2 — отражения от базальтовых потоков.

ная картина, но с гораздо менее выраженными по амплитуде структурами по поверхности акустического фундамента. Сопоставление положения разреза с картой магнитных аномалий показывает, что отмеченные вулканические постройки с ареалом эффузивов фиксируются округлыми локализованными положительными аномалиями на фоне отрицательного магнитного поля. Южная оконечность сейсмического профиля захватывает, по-видимому, лишь периферийные части группы вулканических построек, отображаемых на сейсмическом разрезе разноамплитудными поднятиями с распространенными вокруг них потоками эффузивов.

Анализ структуры аномального магнитного поля позволяет предполагать, что подобные вулканические центры лежат на линеаменте субширотной ориентировки, который простирается вдоль прол. Дмитрия Лаптева от 140° в.д. и далее до 163° в.д. (где зафиксирована аналогичная по размерам аномалия, но меньшей интенсивности) (см. рис. 6). Одна из аномалий, лежащих на линеаменте, захватывает юго-восточную окраинную часть о. Большой Ляховский, где установлены надвиговые фрагменты разнообразных магматических пород основного и ультраосновного составов океанического и островодужного происхождения [Драчев, Савостин, 1993; Кузьмичев и др., 2005; Косьюко, 2007].

Такая ситуация позволяет предположить, что позднемезозойский вулканизм (апт—альб) охвативший арх. Де-Лонга и окружающий шельф, обусловлен общим для Арктики плюмовым событием, а вулканические постройки (более раннего возраста), расположенные на южном борту Новосибирского бассейна, по всей видимости, связаны с конвергенцией плит в процессе закрытия Южно-Анюйского океана [Драчев, Савостин, 1993; Кузьмичев и др., 2005; Соколов и др., 2010, 2015].

### **О КРУПНОАМПЛИТУДНОЙ ЗОНЕ СДВИГА МЕЖДУ ЧУКОТКОЙ И АЛЯСКОЙ**

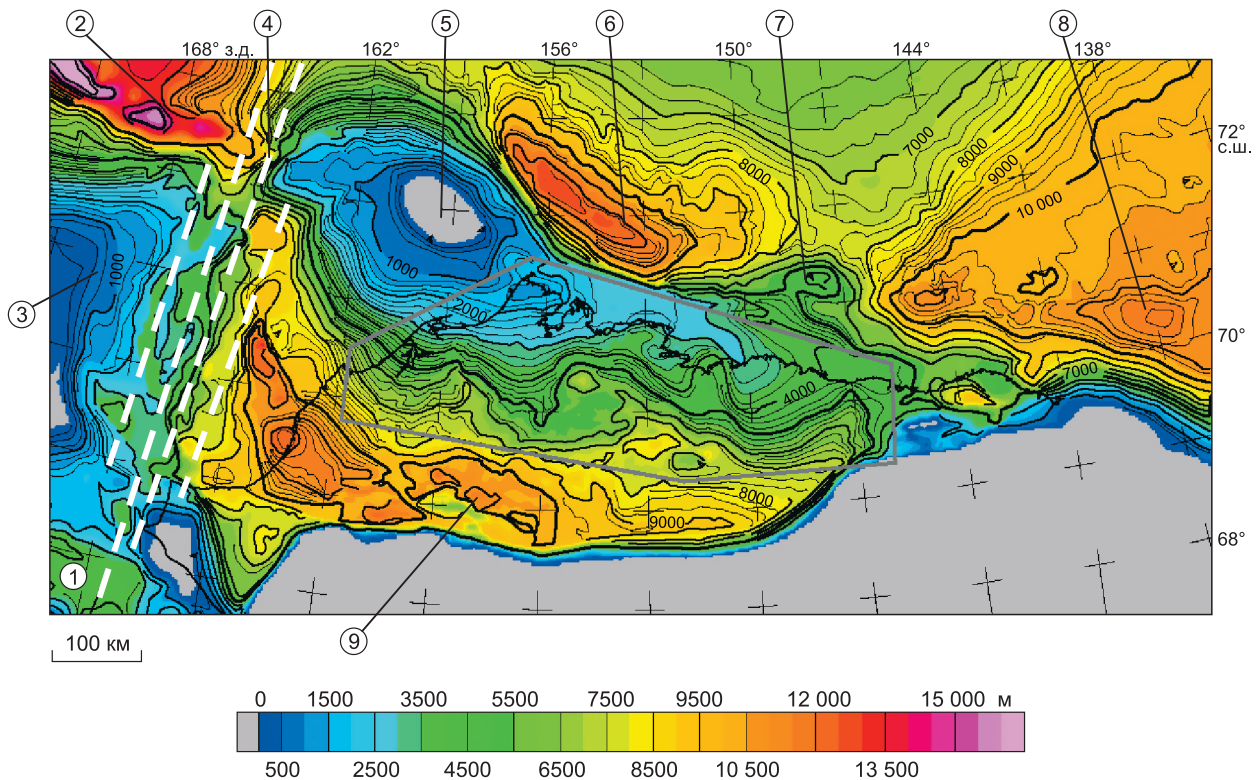
Чукотский сегмент пассивной континентальной окраины, начавшей формироваться в юрско-меловое время на этапе заложения и раскрытия Канадского океанического бассейна, является важнейшим для реконструкции начального этапа океанообразования в Арктике. Анализ комплекса геолого-геофизических данных позволил обосновать выделение здесь субмеридиональной крупноамплитудной сдвиговой зоны, которая, как представляется автору, является одной из фундаментальных тектонических границ в Арктике, игравших важную роль в геодинамической эволюции региона не только в мезозое

[Шипилов, Лобковский, 2014], но и кайнозой [Чехович и др., 2014]. Эта поперечная к простиранию континентальной окраины зона нарушений следует вдоль восточного эскарпа поднятия Нортвинд и пересекает шельфовую континентальную окраину Чукотского моря по направлению к Берингову проливу (см. рис. 2). Аналогичная зона разломов отображена на схеме тектоники Арктики в работе [Хаин, 2001], а также в статье [Pease et al., 2014] но, к сожалению, без каких-либо интерпретационных кинематических характеристик и пояснений.

### СТРУКТУРА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ ЧУКОТСКОГО МОРЯ

По существующим представлениям [Shipilov, 1989; Shipilov et al., 1989; Thurston, Theiss, 1991; Saltus, Bird, 2003; Verzhbitsky et al., 2008; Петровская, 2009; Mackey et al., 2009; Верба и др., 2011], в пределах континентальной окраины Чукотского моря выделяются три основных субширотных тектонических элемента — Южно-Чукотский и Северо-Чукотский рифтогенные осадочные мегабассейны и разделяющее их Врангелевско-Геральдское поднятие (дуга), связанное с серией осложняющих складчато-надвиговых дислокаций преимущественно северной vergentности.

Мощности и стратиграфические диапазоны осадочного чехла в отмеченных системах бассейнов различны (рис. 9). В северных звеньях (Северо-Чукотский бассейн и его продолжения на запад) осадочный чехол может достигать 15—20 км в связи с возможным присутствием в нижней его части палеозоя [Sherwood et al., 2002; Виноградов и др., 2004, 2008; Verzhbitsky et al., 2008; Петровская, 2009; Верба и др., 2011], по другим мнениям, чехол начинается с меловых отложений [Drachev et al., 2010; Pease et al., 2014]. Тогда как на юге (Южно-Чукотский бассейн) его значения составляют 3—5 км, и наиболее древними образованиями здесь могут быть апт-альбские или верхнемеловые отложения [Verzhbitsky et al., 2008; Вержбицкий и др., 2010], хотя во впадине Хоуп скважиной вскрыты залегающие на фундаменте лишь кайнозойские образования [de Vera, 2005; McDannell et al., 2014]. Исходя из общетектонической ситуации, возраста и vergentности складчато-надвиговых дислокаций, на определенных этапах геологической эволюции эти бассейны могут рассматриваться как форландовые. Считается, что возраст складчатого основания осадочного чехла южной системы бассейнов является позднемезозойским (доапт-



**Рис. 9. Структуры фундамента чукотско-алюскинского шельфа и прилегающих районов [Saltus, Bird, 2003] с изопакхитами осадочного чехла.**

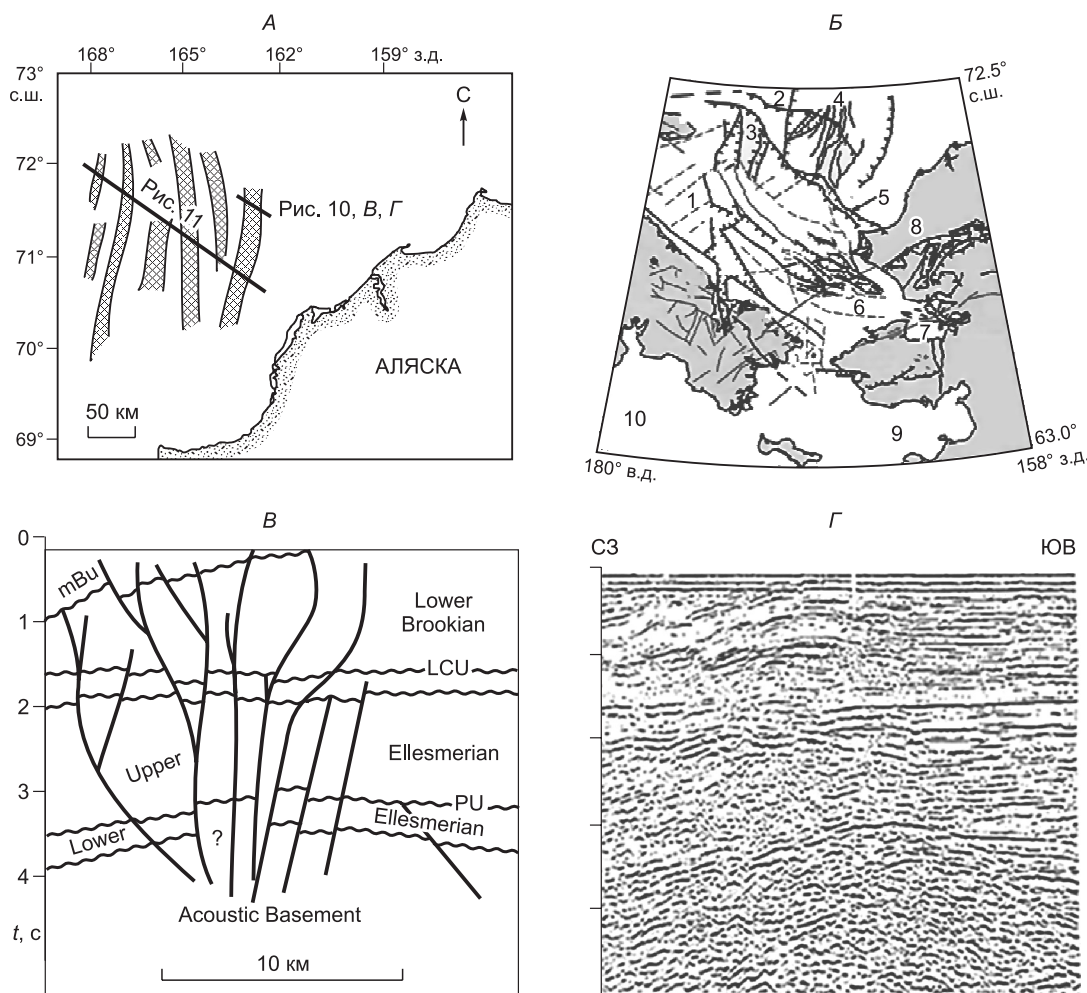
Цифры в кружках — бассейны: 1 — Южно-Чукотский, 2 — Северо-Чукотский, 6 — Нувук, 8 — Кактовик, 9 — Колвилл; поднятия: 3 — Врангелевско-Геральдское, 5 — Барроу, 7 — плато Динкум; 4 — Чукотско-Канадская зона сдвига. Белые штриховые линии — зона сдвиговых разломов.



ским) [Вержицкий и др., 2010], а северной преимущественно каледонским (элсмириды) [Sherwood et al., 2002; Verzhbitsky et al., 2008; Хаин и др., 2009; Вержицкий и др., 2010].

Врангелевско-Геральдское поднятие имеет в плане изометричную выгнутую к северу конфигурацию и, как показывают площадные сейсмические исследования, осложнено несколькими сегментированными фрагментами эшелонированных надвигов. К западу его однозначного продолжения установить пока не удается. Однако в работах [Drachev et al., 2010; Drachev, 2011] авторы, основываясь на нескольких сейсмических профилях, предполагают, что фронтальные надвиги поздних мезозой Чукотки и о. Врангеля прослеживаются в широтном направлении через весь шельф Восточно-Сибирского моря, уходя далее на с.-з. под Новосибирский рифт между поднятиями островов Котельный и Де-Лонга. К востоку же это поднятие прослеживается прерывисто, а связанные с ним, как считается, надвиги на Аляске (м. Лисбурн) резко меняют ориентировку на субмеридиональную и далее к югу обрываются. Вообще же различные материалы демонстрируют явный диссонанс между структурами чукотского шельфа и Арктической Аляски [Tolson, 1987; Elswick, Toro, 2003; de Vera, 2005; McDannell et al., 2014].

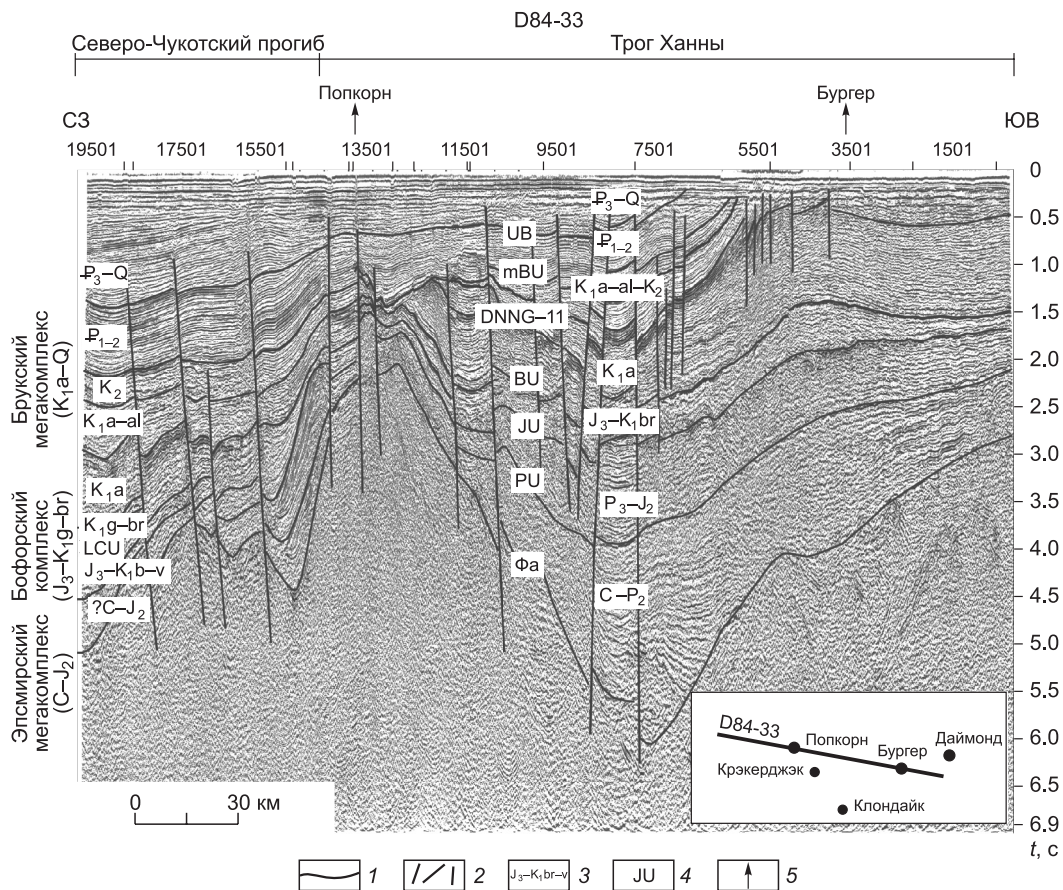
Что касается субширотных поясов осадочных бассейнов, то их конфигурация, простираения и структура также претерпевают значительные изменения в пределах субмеридиональной полосы, заключенной между 168° и 165° з. д., где получил развитие трог Ханна (рис. 10, 11). Исследования показывают [Sherwood et al., 2002; Saltus, Bird, 2003; Sherwood, 2006], что этот рифтовый бассейн содержит в депозентре около 12 км отложений, самые древние из которых оцениваются верхами девона. В составе сейсмического фундамента предполагается участие ансамбля террейнов, объединенных в консолидиро-



**Рис. 10. Разломная тектоника Чукотско-Аляскинского шельфа.**

А — положение зоны сдвигов Ханна, по [Thurston, Theiss, 1991], и профилей сейсмических разрезов; Б — схема основных структур и систем нарушений [Mackey et al., 2009]: 1 и 2 — Южно-Чукотский и Северо-Чукотский бассейны соответственно; 3 — Врангелевско-Геральдское поднятие; 4 — зона разломов Ханна; 5 — фронт надвигов; впадины и прогибы: 6 — Хоуп, 7 — Селавик, 8 — Колвилл, 9 — Нортон, 10 — Анадырский; В — интерпретированный и Г — сейсмический разрез восточной полосы сдвиговых разломов зоны Ханна [Thurston, Theiss, 1991].





**Рис. 11. Сейсмогеологический разрез по профилю D84-33 (схему размещения см. на рис. 10, А) [Даргаган-Сушова и др., 2015], иллюстрирующий проявление серии сдвиговых разломов в трог Ханна и Северо-Чукотском прогибе.**

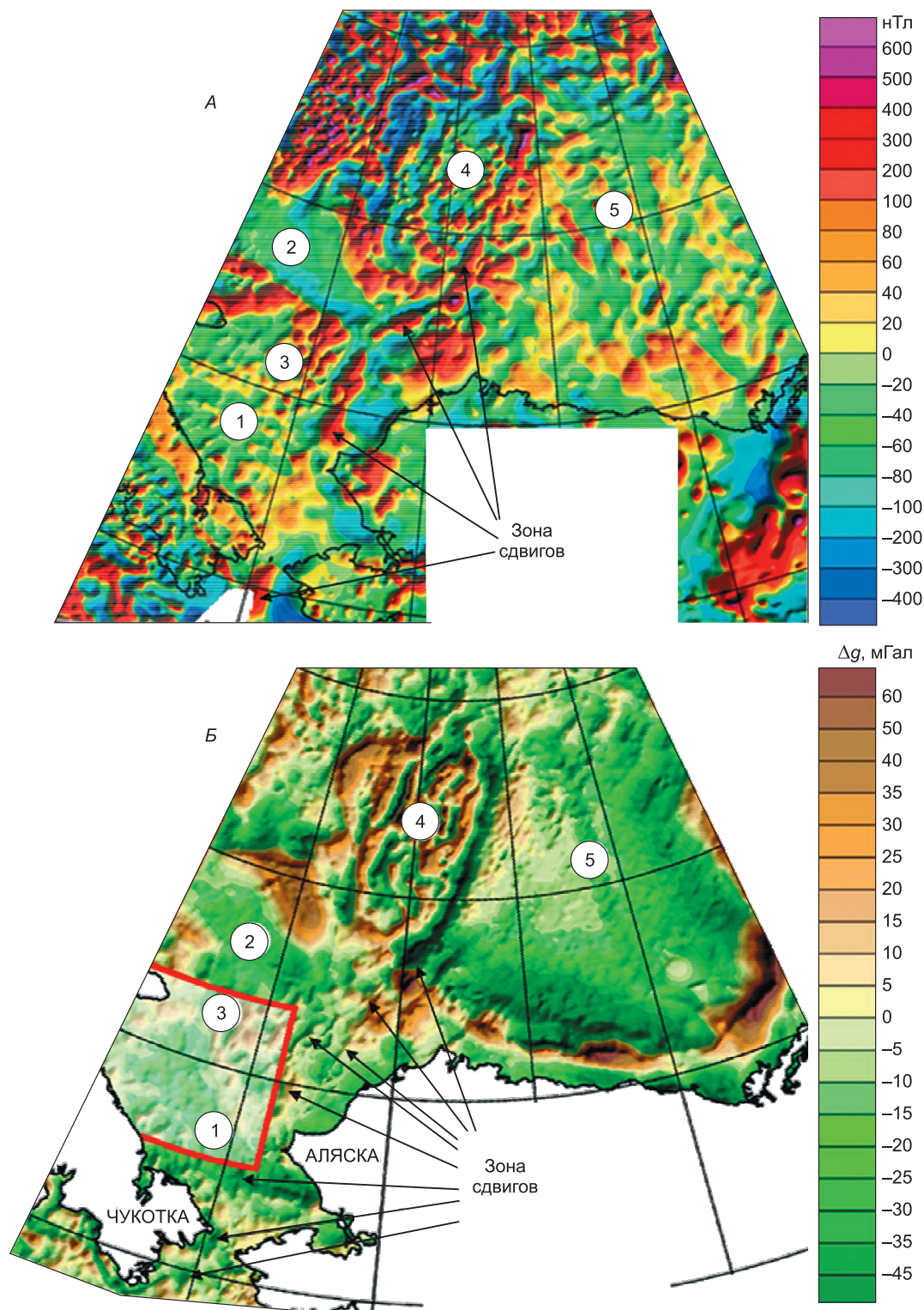
На врезке положение морских скважин по отношению к профилю. 1 — опорные сейсмические горизонты; 2 — нарушения; 3 — возрастная привязка сейсмокомплексов; 4 — индексы опорных сейсмических горизонтов; 5 — положение скважин.

ванную кору в дораннекаменноугольное время (элсмирская фаза складчатости). Практически на протяжении всего времени существования в этом трог отмечается активизация различного рода тектонических движений, в том числе на юрско-мелом и кайнозойском этапах. Последнее подтверждается целым комплексом геолого-геохимических показателей, опубликованных в серии статей А.С. Астахова с соавторами [Астахов и др., 2013; и др.]. В этом отношении особый интерес вызывает выявленная здесь зона сдвигосбросовых разломов субмеридиональной ориентировки (см. рис. 10, А), получившая название зоны сдвиговых разломов Ханна [Thurston, Theiss, 1987], которую позднее в работе [Grantz et al., 1990] назвали уже провинцией листрических сбросов. Она состоит из отдельных полос шириной 10—16 км и протяженностью несколько сотен километров [Thurston, Theiss, 1987, 1991; Lothamer, 1994]. В целом ширина этой, видимо, эшелонированной зоны разломов, локализованной в центральной части шельфа Чукотского моря, составляет не менее 180 км. При этом авторы [Thurston, Theiss, 1991] не исключали трансензионной природы этой зоны, указывая на комбинацию тектонических режимов растяжения и сжатия начиная с позднего миссипия [Thurston, Lothmer, 1991] и на то, что образование сдвигов было доминирующим структурным стилем. Позднее в работе [Lothamer, 1994] также была обоснована трансензионная природа этой зоны и ее раннекайнозойский возраст, формирование которой завершилось в конце эоцена. Судя по всему, эта был финальный этап тектонической активизации рассматриваемой зоны, когда еще было заметно растяжение, а сдвигов практически не было.

В целом эта зона разломов прослеживается с севера до северного ограничения Врангелевско-Геральдского поднятия и далее скрывается под одноименным надвигом (см. рис. 10, Б). Тем не менее можно предполагать, что именно эта, поперечная по отношению к Южно-Чукотскому бассейну, зона разломов является границей его раздела на западную и восточную части. В первой, по сейсмическим данным, осадочный чехол представлен апт-кайнозойскими отложениями [Verzhbitsky et al., 2008; Верж-

бицкий и др., 2010], а во второй, как свидетельствуют данные бурения, — только кайнозойскими [de Vera, 2005; McDannell et al., 2014].

В структуре аномального магнитного и гравитационного полей рассматриваемая зона довольно отчетливо обозначена сочетанием линейных аномалий (рис. 12). Отдельные из них, несмотря на завуа-



**Рис. 12. Структура аномального магнитного (А) и гравитационного (Б) полей Чукотско-Аляскинского региона, фрагменты карт из работы [Поселов и др., 2008] с изменениями.**

Цифры в кружках: 1 и 2 — Южно-Чукотский и Северо-Чукотский бассейны соответственно, 3 — Врангелевско-Геральдское поднятие, 4 — хр. Нортвинд, 5 — Канадский бассейн.

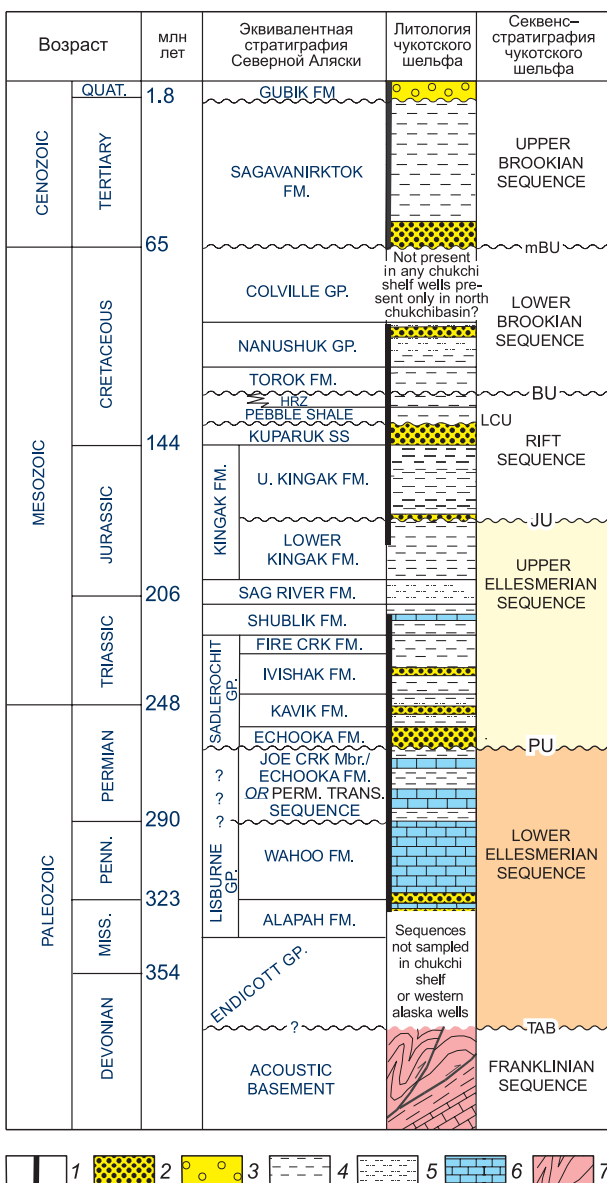


лированность системой надвигов (см. рис. 10, Б) и наложенной структурой Южно-Чукотского бассейна, все же просматриваются и южнее, а в явном виде вновь проявляются в Беринговом проливе и далее продолжают на шельф одноименного моря. Трассирование зоны подтверждается вычислением аномалий *D*-функции (метод совместного анализа гравитационных и магнитных данных) [Чехович и др., 2014]. По результатам этих исследований с этой зоной связана серия протяженных субпараллельных эшелонированных разрывных нарушений с интерпретированной правосторонней сдвиговой кинематикой, затрагивающих как земную кору, так и верхнюю мантию.

Предполагается, что высокие значения основной линейной положительной аномалии могут свидетельствовать о присутствии в складчатом фундаменте фрагментов магматической дуги [Sherwood et al., 2002] либо разломной зоны, выполненной магматогенными образованиями, по-видимому, мелового возраста [Patthoff, 2008].

Очевиден унаследованный и трансрегиональный характер этой зоны сдвигов, захватывающей литосферу Американо-Чукотского бассейна, Чукотского и Берингова морей.

Интерпретационный анализ комплекса геолого-геофизических данных и тектоники региона показывает, что рассматриваемая полоса эшелонированных дизъюнктивных нарушений, названная нами Чукотско-Канадской, являлась глубинной сдвиговой системой, локализованной преимущественно в консолидированной коре [Чехович и др., 2014], а в осадочном чехле — отраженной в виде серии субвертикальных нарушений. На приведенных сейсмических разрезах (см. рис. 10, В, Г; 11) о сдвиговой природе разломов свидетельствуют изменения мощности в коррелятивных стратиграфических комплексах на различных структурных уровнях и изменения гипсометрических отметок фундамента по обе стороны разломов [Thurston, Theiss, 1991]. Судя по тектонической позиции (см. рис. 9, 10) унаследованности, протяженности и эшелонированности звеньев этой зоны, можно говорить о ее непрерывно-прерывистом характере развития. По мнению автора, она играла основополагающую роль в первой половине мела при раскрытии Канадского спредингового бассейна, тогда как в конце мела — начале кайнозоя движения по ней в Чукотском сегменте практически прекратились и ее активизация переместилась в Берингоморский регион. Вместе с тем вопреки сложившимся представлениям о целостности Чукотско-Северо-Аляскинской микроплиты она являлась и границей с комбинированной кинематикой (а по существу продолжением зоны трансформного разлома) между Новосибирско-Чукотской и Северо-Аляскинской микроплитами. Отрезок Чукотско-Канадской трансформной зоны, расположенный севернее хр. Нортвинд, так же как и северное предполагаемое продолжение спредингового центра в Канадском бассейне, судя по всему, перекрыт базальтоидными образованиями поздних



севернее хр. Нортвинд, так же как и северное предполагаемое продолжение спредингового центра в Канадском бассейне, судя по всему, перекрыт базальтоидными образованиями поздних

**Рис. 13. Стратиграфия чукотского шельфа на основе результатов бурения пяти морских скважин (положение скважин см. на врезке рис. 11) с привязкой сейсмических горизонтов к геохронологической шкале [Mineral Management..., 2006].**

Основные сейсмические горизонты (несогласия): mBU — среднебрукский, BU — брукский, LCU — нижний мел, JU — юрский, PU — пермский, TAB — поверхность акустического фундамента. 1 — интервалы разреза, вскрытые скважинами; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — сланцы; 5 — алевролит; 6 — известняк; 7 — предполагаемый сильнодеформированный метаморфический комплекс.



фаз деятельности плюма при формировании магматической провинции Альфа-Менделеева (см. рис. 2) и по этой причине они завуалированы в структуре аномального магнитного поля.

Оценивая суммарную амплитуду сдвига по этой трансформной зоне, отметим следующее.

Геодинамические реконструкции [McWhae, 1986; Embry, 1990; Grantz et al., 1990, 2011; Lawver, Scotese, 1990; Moore et al., 1994; Amato et al., 2015; и др.], в том числе и выполненные нами [Лаверов и др., 2013], показывают, что до раскрытия Канадского бассейна, когда Чукотско-Североаляскинская микроплита входила в состав Северной Америки, бассейны Северо-Чукотский, Свердрупский, Северного склона Аляски имели близкий, если не идентичный, стратиграфический диапазон осадочного чехла, залегающего на элмиридах (рис. 13). Есть основания считать, что на месте передового прогиба Колвилл к этому времени уже существовал так называемый Колвиллский трог [Hubbard, 1987; The Arctic Ocean..., 1990], который до раскрытия Канадской впадины (поздний PZ—ранний MZ), по мнению автора, являлся непосредственным продолжением Северо-Чукотского бассейна. Ныне же депоцентр прогиба Колвилл смещен к югу по описанной субмеридиональной зоне сдвига Ханна относительно оси Северо-Чукотского бассейна на дистанцию порядка 400 км (см. рис. 2, 9), что следует из анализа построений, представленных в работе [Saltus, Bird, 2003]. В целом же структурная ситуация в эшелонированной сдвиговой системе между бассейнами Северо-Чукотским и Колвилл может быть сопоставлена по характеру тектонического рисунка с зоной волочения, что подтверждается наличием на разрезах как приподнятых мелких блоков между отдельными разломами (см. рис. 10, B), так и деформационных складок (см. рис. 11). Указанная амплитуда сдвига согласуется с общей протяженностью восточного склона Чукотского поднятия (бордерленда) — эскарпа хр. Нортвинд, строение которого освещено в работах [Grantz et al., 1998; Arrigoni, 2008], и вдоль которого могла перемещаться Северо-Аляскинская микроплита. Вместе с тем эта величина сдвига незначительно отличается от полуамплитуды раскрытия Канадского бассейна вдоль трансформной зоны или расстояния от предполагаемого современного положения его оси спрединга [Mosher et al., 2012; Evangelatos et al., 2015; Chian et al., 2015] до глубоководного подножия континентального склона Северной Аляски.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение геологического строения и базальтоидного магматизма континентальных окраин Арктического океана в сопоставлении с хронологической последовательностью формирования его спрединговых бассейнов дает основание для выделения в истории его становления трех тектономагматических этапов, обусловленных суперплюмовыми событиями [Добрецов, 1997; Шипилов и др., 2009]. Позднепермско-триасовая тектоногеодинамическая активизация связана с действием Сибирского суперплюма, юрско-меловая — с Баренцево-Амеразийским и кайнозойская — с Исландским. В ряде работ предполагается, что это был один плюм, относительно которого перемещались плиты [Lawver, Müller, 1994; Харин, 2000; Golonka, Vocharova, 2000; Lawver et al., 2002; Коваленко и др., 2010; Кузьмин и др., 2011; Добрецов и др., 2013].

В позднепермско-триасовое время завершаются основные процессы аккреции литосферы суперконтинента Пангеи, и практически мгновенно (в геологическом масштабе времени) начинается ее распад, предваряющий дальнейшее стадийное нарастание ее деструкции и образование океанических бассейнов Атлантики и Арктики в позднем мезозое и кайнозое.

Разноплановые геолого-геофизические исследования свидетельствуют об отсутствии здесь отчетливо выраженных признаков субдукционных процессов. В этой связи балансировка аккреции океанической коры достигалась за счет отката зон субдукции, расположенных в северном сегменте Тихого океана [Akinin et al., 2009; Pease, 2011; Amato et al., 2015].

Раскрытие глубоководных бассейнов происходило в тылу плит, перемещаемых верхнемантийной конвекцией [Лаверов и др., 2013; Лобковский и др., 2013] по протяженным крупноамплитудным сдвиговым системам в сторону тихоокеанских зон субдукции. Сдвиговые системы формировались вдоль сквозных зон трансформных разломов, проникавших из океанических бассейнов в пределы континентальных окраин.

В контексте изложенного выше новые данные о строении фрагментов Евразийско-Арктической континентальной окраины, как представляется автору, позволяют дополнить ротационную модель раскрытия Канадского бассейна по следующим позициям.

Прежде всего, следует отметить, что появившиеся в последние годы материалы по изучению и распространению позднемезозойского базальтоидного магматизма в Арктическом регионе [Maher, 2001; Large..., 2005; Карякин, Шипилов, 2009; Кораго и др., 2010; Твердые..., 2010; Шипилов, Верниковский, 2010; Ernst, Bleeker, 2010; Кузьмин и др., 2011; Шипилов, Карякин, 2011; Добрецов и др., 2013; Морозов и др., 2013; Jowitt et al., 2014; Senger et al., 2014], приводят к выводу о генетической связи процессов деструкции последней Пангеи и последовавшим за этим инициальным этапом океанообразования с

позднемезозойским плюмовым событием. Гипотеза воздействия плюмового магматизма на литосферу Арктики была предложена в ряде работ [Weber, 1986; Forsyth et al., 1986; Asudeh et al., 1988], а затем получила довольно широкое развитие в публикациях [Rowley, Lottes, 1988; Lawver, Müller, 1994; Golonka, Bocharova, 2000; Maher, 2001; Lawver et al., 2002; Шипилов, 2004; Drachev, Saunders, 2006; Miller et al., 2008; Хаин и др., 2009; Шипилов и др., 2009; Cooper, Bjerkebaek, 2011; Scotese, 2011; Pease et al., 2014], в которых с различных сторон обосновывается роль плюмового магматизма в образовании геоструктур Американо-Азиатского бассейна.

Одним из запечатленных в структуре окраины эпизодов этого события является формирование описанной выше срединной зоны растяжения в арх. ЗФИ, представленной серией субпараллельных даек о. Хейса, а в магнитном поле — полосовыми положительными аномалиями (см. рис. 3, 5). Примечательно, что, видимо, именно эта зона отражена в трендах изменения химического состава базитов вкрест ее простирания [Кораго и др., 2010]: от низкокальциевых платобазальтовых траппов окружения до субщелочных толеитов в пределах отмеченной зоны [Карякин и др., 2010]. Наряду с этим результаты выполненных нами исследований [Симонов и др., 2008] показали, что генерация первичных расплавов базальтов дайки о. Хейса происходила в более глубоких условиях (около 110 км) и при более высокой температуре магмогенерации (1600 °С), чем первичных расплавов более древних базальтов Земли Александры (75—100 км при 1450—1550 °С). Это свидетельствует о вскрытии в результате деструкции и растяжения литосферы ЗФИ на данной фазе развития, обусловленной внедрением дайковых комплексов, более глубоких уровней магмогенерации, чем на этапе первоначального раскола литосферы (с внедрением силлов и излиянием покровов) в преддверии образования Канадского бассейна, что хорошо согласуется с геодинамическими реконструкциями [Лаверов и др., 2013].

Вместе с тем следует отметить и то, что несогласие на сейсмических разрезах с возрастом около 130—136 млн лет на окраинах Канадского бассейна [Dinkelman et al., 2008; Helwig et al., 2010], обусловленное наиболее активной фазой растяжения литосферы, достаточно определенно сопоставляется с общим интервалом возрастов группы базальтовых даек о. Хейса.

В интерпретационном аспекте по своему имиджу в структуре аномального магнитного поля арх. ЗФИ выделенная зона раздела весьма напоминает ситуацию со спрединговым центром хр. Гаккеля в области его сочленения с Лаптевоморской окраиной. Исходя из общей палеотектонической обстановки [Лобковский и др., 2013; Døssing et al., 2013a], рассматриваемая зона арх. ЗФИ согласуется по простиранию с полосой даек островов Королевы Элизабет и могла сочленяться с протяженным юрско-меловым грабеном Эглингтон Канадского арктического архипелага (см. рис. 5). В такой трактовке тектонической позиции эта трансрегиональная зона растяжения в геодинамическом отношении может интерпретироваться как фрагмент или след «неудавшегося» (не получившего развитие) спредингового центра [Кораго и др., 2010], возникшего в результате либо кратковременного перескока оси спрединга, либо как его звено в поле рассеянного спрединга на соответствующем этапе эволюции Канадского бассейна. И в этом контексте опять-таки можно провести аналогии с эволюцией Северной Атлантики [Международная..., 1998; Поселов и др., 2008], где, как отмечалось [Шипилов и др., 2006; Shipilov, 2008], перескок и отмирание спрединговых центров в кайнозой было нередким, если не сказать обычным явлением. Продолжая некоторые аналогии, следует заметить, что в современном тектоническом плане рассеянный спрединг, если посмотреть на геологическую карту, характерен и для Исландии. Ее структура, изобилующая многочисленными и нередко изогнутыми отрезками рифтовых зон, напоминает некоторым образом рассмотренную выше ситуацию на архипелаге ЗФИ. Исследования показывают [Torsvik et al., 2015], что Исландия является поверхностным отражением воздействия на литосферу глубокого мантийного плюма. И что немаловажно подчеркнуть, в ее юго-восточной части не исключается присутствие претерпевших рециклинг фрагментов континентальной коры, о чем свидетельствует состав некоторых лав, содержащих континентальный материал [Torsvik et al., 2015].

Что касается представленных материалов по западной части шельфа Восточно-Сибирского моря, то анализ сейсмических разрезов дает основание говорить здесь о двух типах проявления эффузивного базальтоидного магматизма. В северо-западном звене Новосибирского прогиба фиксируется плюмовый апт-альбский меловой вулканизм, по-видимому, преимущественно трещинного типа. На южном ограничении субширотного звена Новосибирского бассейна отчетливо устанавливается конусовидная палеопостройка, свидетельствующая о деятельности здесь вулканов центрального типа, скорей всего, в юрско-меловое время на этапе закрытия Южно-Анжуйского океана [Соколов и др., 2015].

Обращает на себя внимание позиция рассмотренного ареала магматизма. В этой связи важно подчеркнуть довольно однозначную связь эффузивного вулканизма с развитием меловых рифтогенных бассейнов, окружающих купол Де-Лонга не только с запада, но, как показывают новейшие сейсмические исследования (Е. Петров (ООО «Геология без границ»), 2013, устное сообщение), и с востока. Этот ареал по своему положению относительно осевой зоны Канадского океанического бассейна, как уже отмечалось выше, практически симметричен Свердрупской магматической провинции Канадского арк-

тического архипелага [Estrada, 2014], где, как известно, рифтинг имел место также в меловое время [McWhae, 1986]. Имеющиеся геофизические данные в дальнейшем позволят расширить площадь этого ареала. Однако уже полученные результаты интерпретации в общегеодинамическом плане дают классическую иллюстрацию того, как во временном отношении проявление плюмового магматизма на континентальных окраинах (Канадский арктический архипелаг и Восточно-Сибирское море) — бортовых зонах Канадской котловины, сопровождало формирование этого бассейна.

Вместе с тем интересно отметить, что позднемезозойский магматизм в определенной степени тяготеет к полям развития каледонид: к предполагаемым их норвежским ветвям на Баренцевоморской окраине [Gee et al., 2010] к элмиридам Канадского арктического архипелага и не исключено, что к районам их возможного присутствия в Восточной Арктике [Косько, 2007; Хаин и др., 2009; Верниковский и др., 2013а,б; Катков и др., 2013; Вержбицкий и др., 2015; Лучицкая и др., 2015; Прокопьев и др., 2015]. Но сам факт симметричного развития ареалов раннемелового базальтоидного магматизма относительно осевой зоны клинообразной Канадской океанической впадины, как это было отмечено в работе [Drachev, Saunders, 2006] и как представляется автору в настоящей статье, служит подтверждением рифтогенно-спрединговой ротационной модели ее раскрытия.

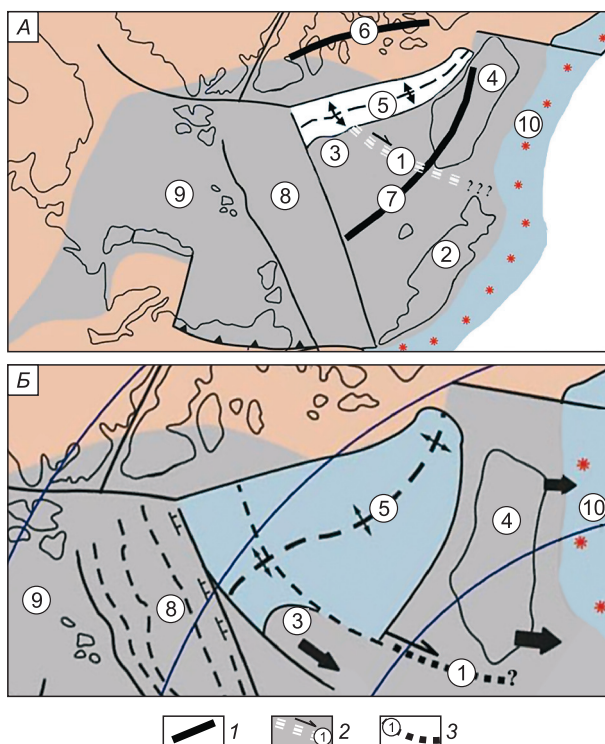
Помимо иллюстрации эффектов воздействия плюмового магматизма на литосферу региона на инициальном этапе становления океанических структур большое значение приобретает обнаружение крупноамплитудных зон сдвига как элементов механизма раскрытия Канадского бассейна. Такие зоны известны в Норвежско-Гренландском и Евразийском спрединговых бассейнах, без участия которых невозможно объяснить их формирование. К ним относятся, например, Шпицбергенско-Северогренландская и Хатангско-Ломоносовская трансрегиональные зоны разломов [Хаин, 2001; Шипилов, 2004, 2005; Хаин и др., 2009], затрагивающих как океаническую, так и континентальную литосферу. Реконструируемая амплитуда сдвига по ним оценивается от 600—800 до 150—200 км соответственно.

Проведенный анализ дает основание для вывода о том, что в геодинамическом отношении выявленная Чукотско-Канадская сдвиговая зона является определяющим звеном в модели образования ряда геоструктур Арктического региона и позволяет по-новому объяснить и детализировать механизм раскрытия Канадского бассейна. Опережающее по отношению к Новосибирско-Чукотской микроплите в целом и относительно ее Чукотского блока, в частности, движение Северной Аляски по рассмотренной зоне сдвига обусловило открытие основной, южной, части Канадского бассейна (рис. 14). Его раскрытие связывается нами с механизмом воздействия на литосферу верхнемантийной конвекции [Лаверов и др., 2013] и субдукционными процессами на севере Палеоокеана [Akinin et al., 2009]. Отставание же в движении Новосибирско-Чукотской микроплиты объясняется ее торможением при коллизии с Евразией. Это привело в результате к закрытию Южно-Аньюйского палеоокеана [Соколов и др., 2010, 2015; Метелкин и др., 2014; Amato et al., 2015]. Тогда как Северная Аляска могла иметь в этом отношении большую степень свободы при ее перемещении к югу к зоне субдукции.

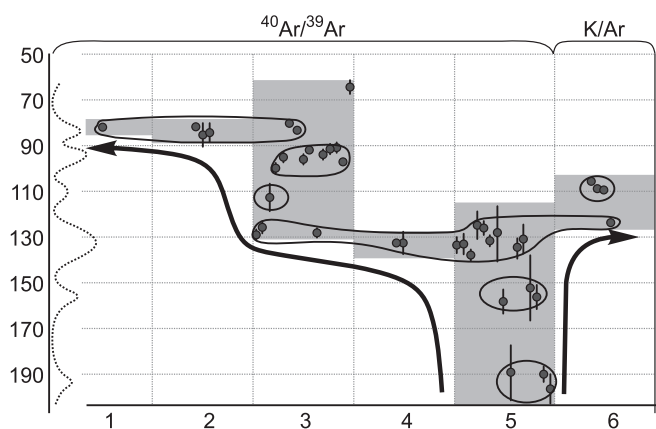
Таким образом, приведенные новые геолого-геофизические данные о структуре фрагментов Евразийско-Арктической континентальной окраины и их геотектоническая интерпретация позволяют

**Рис. 14. Палеогеодинамические реконструкции на этапы 145—140 млн лет (А) и 130 млн лет (Б) раскрытия Канадского бассейна, по [Лаверов и др., 2013] с изменениями и дополнениями автора, и положение Чукотско-Канадской зоны сдвига.**

1 — предполагаемые палеодепоцентры осадочных бассейнов, 2 — зарождающаяся сдвиговая зона на начальном этапе раскрытия Канадского бассейна, 3 — реализация зоны сдвига на основном этапе раскрытия бассейна. Остальные усл. обозн. см. на рис. 5. Цифры в кружках: 1 — Чукотско-Канадская зона сдвига, 2 — Чукотка, 3 — Чукотский купол, 4 — Северная Аляска, 5 — Канадский бассейн, 6 и 7 — Свердрупский и Северочукотско-Колвиллский бассейны соответственно, 8 — будущая Центрально-Арктическая область хребтов (Ломоносова, Альфа-Менделеева), 9 — Баренцево-Карский регион, 10 — островодужные системы и зоны субдукции севера Пацифики.







**Рис. 15.** 2D модель развития Баренцево-Амеразийского суперплюма, по данным радиологического датирования базальтоидных образований (точки и точки с линиями) магматических областей и районов Арктики [Шипилов, Карякин, 2011].

Ось ординат — возраст (млн лет), ось абсцисс — области и районы проявления магматизма. График кривой вдоль оси ординат — пики активизации магматизма. Стрелки — направления омоложения возраста магматизма относительно ЗФИ. Обводкой показаны отдельные и корреляционные

фазы магматизма. 1 — хр. Альфа, 2 — Северная Гренландия, 3 — Свердрупский бассейн (Канадский арктический архипелаг), 4 — арх. Шпицберген, 5 — арх. Земля Франца-Иосифа, 6 — о. Беннетта (острова Де-Лонга, Новосибирский архипелаг).

сделать вывод, что все этапы развития океанообразования в Арктике обусловлены воздействием плюма (суперплюма) на литосферу Пангеи и последующими перемещениями микроплит с формированием крупноамплитудных сдвиговых границ между ними. К категории подобных зон сдвига между Чукоткой и Северной Аляской относится и выделенная Чукотско-Канадская система разломов. Как считает автор, она играла основополагающую роль в юрско-меловое время при раскрытии Канадской океанической котловины и в этой связи является недостающим звеном, логически вписывающимся в разрабатываемые геодинамические реконструкции эволюции этого бассейна [Лаверов и др., 2013].

Изучение геологического строения и базальтоидного магматизма континентальных окраин Арктического региона в сопоставлении с хронологической последовательностью формирования его спрединговых бассейнов дает основание сделать вывод, что описанные выше проявления базальтоидного магматизма можно охарактеризовать как индикационные признаки деструкции, а затем и распада континентальной литосферы вегенеровской Пангеи в Арктике. В этой связи рассмотрение возраста базальтоидного магматизма в литосфере арх. Земля Франца-Иосифа в совокупности с анализом структуры его аномального магнитного поля позволило выяснить пространственно-временные особенности его проявлений и обосновать геодинамическую обусловленность полосовых магнитных аномалий в контексте эволюционных преобразований Арктического региона.

Представленные результаты в сопоставлении с другими известными данными о возрасте базальтоидов позволяют вместе с тем отметить и специфику, и своеобразие проявлений плюмового магматизма. Плюмовый магматизм, сопровождавший развитие Канадской котловины практически на всех этапах эволюции, проявлялся на континентальных окраинах импульсами (или циклами) [Johnson, Rich, 1986; Добрецов и др., 2013]. Наиболее ранние проявления магматизма (ранняя юра), обусловленные начальным этапом действия суперплюма, имели место на архипелаге ЗФИ (см. рис. 2, 4, 15). Именно в этом районе Баренцевоморской континентальной окраины находился центр магматической активности Арктического региона. При этом магматизм на ЗФИ продолжался по сеноман (рубеж 95 млн лет) включительно, т. е. в общей сложности порядка 100 млн лет, а в его деятельности отмечается несколько наиболее активных фаз, что свидетельствует о полициклическом характере развития плюма. Растекаясь под литосферой, он формировал сначала Баренцевоморскую магматическую провинцию, затем спрединговый центр в Канадском бассейне, а самыми молодыми и затухающими генерациями магматизма были охвачены периферийные части бассейна — его континентальные окраины — шельф Восточно-Сибирского моря и Канадский арктический архипелаг. В сравнении с существующими воззрениями на параметрические характеристики плюмов [Ernst et al., 2005; Large..., 2005; Meyer et al., 2007; Bryan, Ernst., 2008; Пучков, 2009; Ernst, Bleeker, 2010; Ledneva et al., 2011; Добрецов и др., 2013] результаты исследований позволяют говорить об уникальности рассматриваемого юрско-мелового плюма, резко отличающего его по времени действия и многофазности от Сибирского суперплюма [Добрецов, 1997].

Работа подготовлена в рамках выполнения проекта по программе Президиума РАН «Поисковые исследования в интересах развития Арктической зоны РФ».

#### ЛИТЕРАТУРА

Андиева Т.А. Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. Электронный научный журнал, 2008, т. 3, № 1, [http://www.ngpt.ru/rub/4/8\\_2008.pdf](http://www.ngpt.ru/rub/4/8_2008.pdf).

**Астахов А.С., Гусев Е.А., Колесник А.Н., Шакиров Р.Б.** Условия накопления органического вещества и металлов в донных осадках Чукотского моря // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (9), с. 1348—1365.

**Богданов Н.А.** Тектоника Арктического океана // Геотектоника, 2004, № 3, с. 13—30.

**Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шипилов Э.В.** Система кайнозойских рифтов Восточной Арктики и ее возможное значение // ДАН, 1995, т. 345, № 1, с. 84—86.

**Бурлин Ю.К., Шипелькевич Ю.В.** Основные черты тектонического развития осадочных бассейнов в западной части шельфа Чукотского моря и перспективы их нефтегазоносности // Геотектоника, 2006, № 2, с. 65—82.

**Верба М.Л., Беляев И.В., Штыкова Н.Б.** Тектоническая карта Восточно-Сибирского моря // Разведка и охрана недр, 2011, № 10, с. 66—70.

**Вержицкий В.Е., Соколов С.Д., Франтцен Э.М., Тучкова М.И., Банников Г.А.** Тектоническая структура, осадочные бассейны и перспективы нефтегазоносности шельфа Чукотского моря (Российская Арктика) // Газовая промышленность, 2010, № 654, с. 32—37.

**Вержицкий В.Е., Соколов С.Д., Тучкова М.И.** Современная структура и этапы тектонической эволюции острова Врангеля (Российская Восточная Арктика) // Геотектоника, 2015, № 3, с. 3—35.

**Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Каминский В.Д., Лобковский Л.И., Шипилов Э.В.** Геодинамика Центральной и Восточной Арктики // Материалы совместного заседания Совета РАН по координации деятельности региональных отделений и региональных научных центров РАН и Научного совета РАН по изучению Арктики и Антарктики. Екатеринбург, Изд-во УрО РАН, 2010, с. 41—58.

**Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю.** Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика, 2013а, т. 54 (8), с. 1083—1107.

**Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю., Малышев Н.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин Н.Ю.** К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектоническом единстве террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // ДАН, 2013б, т. 451, № 4, с. 423—429.

**Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г.** Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб., ВНИИОкеангеология, 2004, вып. 5, с. 206—212.

**Виноградов В.А., Горячев Ю.В., Гусев Е.А., Супруненко О.И.** Осадочный чехол Восточно-Арктического шельфа России и условия его формирования в системе материк—океан // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Ред. В.Л. Иванов. СПб., ВНИИОкеангеология, 2008, с. 63—78.

**Вольнов Д.А., Сороков Д.С.** Геологическое строение о. Беннетта // Сборник по геологии нефтегазоносности Арктики. Вып. 16. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 5—18.

**Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики / Под ред. И.С. Грамберга, Ю.Е. Погребницкого. Л., Недра, 1984, 280 с.**

**Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Дараган-Суцов Ю.И., Гринько Л.Р., Петровская Н.А.** Геология и тектоника северо-востока Российской Арктики (по сейсмическим данным) // Геотектоника, 2015, № 6, с. 3—19.

**Добрецов Н.Л.** Пермско-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // ДАН, 1997, т. 354, № 2, с. 216—219.

**Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В., Кораго Е.А., Симонов В.А.** Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 1126—1144.

**Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И.** Новосибирские острова. Геологическое строение и минерагения. СПб., ВНИИОкеангеология, 1999, 130 с.

**Драчев С.С., Савостин Л.А.** Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотектоника, 1993, № 3, с. 98—107.

**Драчев С.С., Елистратов А.В., Савостин Л.А.** Структура и сейсмостратиграфия шельфа Восточно-Сибирского моря вдоль сейсмического профиля, проходящего от Индигирского залива до острова Жаннетты // ДАН, 2001, т. 377, № 4, с. 521—525.

**Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М.** Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М., Наука, 1987, с. 31—57.

**Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М., Недра, 1990, кн. 1, 328 с.

**Иванов В.В.** Осадочные бассейны Север-Восточной Азии. М., Наука, 1985, 208 с.

**Карасик А.М.** Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Геофизические методы разведки в Арктике. Л., НИИГА, 1968, вып. 5, с. 8—19.

**Карякин Ю.В., Шпилов Э.В.** Геохимическая специализация и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН, 2009, т. 425, № 2, с. 213—217.

**Карякин Ю.В., Склярёв Е.В., Травин А.В., Шпилов Э.В.** Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М., ГЕОС, 2010, т. 1, с. 293—301.

**Катков С.М., Лучицкая М.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З.** Позднепалеозойские гранитоиды Центральной Чукотки: структурное положение и обоснование возраста // ДАН, 2013, т. 450, № 2, с. 193—198.

**Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А.** Современный суперконтинент Северная Пангея и геодинамические причины его образования // Геотектоника, 2010, № 6, с. 8—23.

**Комарницкий В.М., Шпилов Э.В.** Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН, 1991, т. 320, № 5, с. 1203—1206.

**Кораго Е.А., Евдокимов А.Н., Столбов Н.М.** Позднемезозойский и кайнозойский базитовый магматизм северо-запада континентальной окраины Евразии. СПб., ВНИИОкеангеология, 2010, 174 с.

**Косько М.К.** Восточно-Арктический шельф России: геология и тектонические основы нефтегазо-геологического районирования: автореф. дис. ... д.г.-м.н. СПб., СПбГУ, 2007, 34 с.

**Косько М.К., Буценко В.В., Иванов В.Л., Кораго Е.А., Поселов В.А., Супруненко О.И.** К тектонике Северного Ледовитого океана и его континентальной окраины // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане / Ред. В.Л. Иванов. СПб., ВНИИОкеангеология, 2008, с. 16—43.

**Кузнецов Н.Б.** Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды, ороген Протоуралид-Тиманид и продукты его размыва в Арктике // ДАН, 2006, т. 411, № 6, с. 788—793.

**Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А.** Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника, 2011, № 6, с. 3—23.

**Кузьмичев А.Б., Склярёв Е.В., Бараш Е.Г.** Пиллоу-базальты и глаукафановые сланцы на острове Большой Ляховский (Новосибирские острова) — фрагменты литосферы Южно-Анхойского палеоокеана // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (12), с. 1367—1381.

**Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.А., Шпилов Э.В.** Базовая модель тектонического развития Арктики как основа для подготовки обновленной заявки России в Комиссию ООН на установление внешней границы континентального шельфа // Арктика. Экология и экономика, 2012, № 2 (6), с. 4—19.

**Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шпилов Э.В.** Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника, 2013, № 1, с. 3—35.

**Лаухин С.А., Патык-Кара Н.Г.** О распространении палеогеновых трансгрессий на севере Якутии // Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 5, с. 1197—1200.

**Литинский В.А., Раевский С.С., Харитонова Л.Ю.** Структура дна западной части Восточно-Сибирского моря по геофизическим данным. Л., НИИГА, 1978, 140 с.

**Лобковский Л.И., Шпилов Э.В., Кононов М.В.** Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // Физика Земли, 2013, № 6, с. 20—38.

**Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Котов А.Б., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Катков С.М.** Позднепалеозойские гранитоиды Чукотки: особенности состава и положение в структуре Арктического региона России // Геотектоника, 2015, № 4, с. 3—29.

**Международная тектоническая карта Европы. М-6 1 : 5 000 000 / Под ред. В.Е. Хаина, Ю.Г. Леонова. М., Комиссия по международным тектоническим картам РАН, ГИН РАН, 1998.**

**Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Толмачева Т.Ю., Матушкин Н.Ю., Жданова А.И.** Первые палеомагнитные данные для раннепалеозойских отложений Новосибирских островов (Восточно-Сибирское море): к вопросу формирования Южно-Анхойской сутуры и тектонической реконструкции Арктиды // Литосфера, 2014, № 3, с. 11—31.

**Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П., Кашубин С.Н., Кременецкий А.А., Шкатов М.Ю., Каминский В.Д., Гусев Е.А., Грикуров Г.Э., Рекант П.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А.,**



- Шатов В.В.** Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения, 2013, № 53, с. 34—55.
- Оруджева Д.С., Обухов А.Л., Агапитов Д.Д.** Перспективы нефтепоисковых работ в Чукотском море // Геология нефти и газа, 1999, № 3/4, с. 28—33.
- Петровская Н.А.** Некоторые черты геологического строения Восточно-Сибирского и Чукотского морей // Геология полярных областей Земли. М., ГЕОС, 2009, т. 2, с. 112—115.
- Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Бахтадзе В., Алексютин М.** Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли, 2009, № 2, с. 66—83.
- Поселов В.А., Буценко В.В., Верба В.В.** Поднятия Американо-Северного суббассейна в Северном Ледовитом океане и их возможные аналоги в Атлантическом океане // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб., ВНИИОкеангеология, 2008, с. 275—304.
- Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Васильев Д.А., Худолей А.К., Калинин М.А.** Тектонические деформации западной части о. Котельный (Новосибирские острова) // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII тектонического совещания. Т. 2. М., ГЕОС, 2015, с. 62—65.
- Пучков В.Н.** «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника, 2009, № 1, с. 3—22.
- Пушаровский Ю.М.** Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника, 1976, № 2, с. 3—14.
- Секретов С.Б.** Тектоника материковой окраины Восточно-Сибирского моря в районе островов Де-Лонга // Тектоника Азии. М., ГЕОС, 1997, с. 198—199.
- Симонов В.А., Карякин Ю.В., Ковязин В.С., Шпилов Э.В.** Физико-химические параметры платобазальтового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа (данные по расплавленным включениям) // Материалы Международного симпозиума «Петрология литосферы и происхождение алмаза». Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2008, с. 223—224.
- Слободин В.Я., Ким Б.И., Степанова Г.В., Коваленко Ф.Я.** Расчленение разреза Айонской скважины по новым биостратиграфическим данным // Стратиграфия и палеонтология Советской Арктики. Л., ПГО «Севморгеология», 1990, с. 42—58.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е.** Тектоническая модель Южно-Анжуйской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики // Строение и история развития литосферы / Ред. Ю.Г. Леонов. М., Paulsen, 2010, с. 204—227.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.** Тектоника Южно-Анжуйской сутуры (северо-восток Азии) // Геотектоника, 2015, № 1, с. 5—30.
- Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В., Андреев В.Л.** Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Докл. АН СССР, 1982, т. 266, № 4, с. 965—969.
- Твердые** полезные ископаемые архипелагов и островов арктической континентальной окраины Евразии / Ред. В.Д. Каминский. СПб., ВНИИОкеангеология, 2010, 336 с.
- Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И., Головин Д.И., Галускина И.О., Покровская Е.В.** Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформации Чукотского микроконтинента // Геотектоника, 2007, № 5, с. 76—96.
- Федоров П.И., Флеров Г.Б., Головин Д.И.** Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннетта (Восточная Арктика) // ДАН, 2005, т. 400, № 5, с. 666—670.
- Хаин В.Е.** Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., Научный мир, 2001, 606 с.
- Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д.** Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности восточно-арктических морей и их континентального обрамления. М., Наука, 2009, 227 с.
- Харин Г.С.** Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология, 2000, т. 8, № 2, с. 115—130.
- Чехович В.Д., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шеремет О.Г., Шпилов Э.В.** Позднемеловая-палеогеновая трансформная граница Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в земной коре Чукотско-Аляскинского шельфа // ДАН, 2014, т. 459, № 6, с. 730—735.
- Шатский Н.С.** О тектонике Арктики // Избранные труды. Т. 1. М., АН СССР, 1963, с. 426—444.
- Шпилов Э.В.** К тектоногеодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника, 2004, № 5, с. 26—52.
- Шпилов Э.В.** Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // ДАН, 2005, т. 402, № 3, с. 375—379.
- Шпилов Э.В.** О позднемезозойском вулканизме Восточно-Арктической континентальной окраины Евразии (Восточно-Сибирское море) по сейсмическим данным // ДАН, 2011, т. 436, № 4, с. 504—508.

- Шипилов Э.В., Моссур А.П.** Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря // Геотектоника, 1990, № 1, с. 90—97.
- Шипилов Э.В., Верниковский В.А.** Строение области сочленения Свальбардской и Карской плит и геодинамические обстановки ее формирования // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (1), с. 75—92.
- Шипилов Э.В., Карякин Ю.В.** Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраста // ДАН, 2011, т. 439, № 3, с. 376—382.
- Шипилов Э.В., Лобковский Л.И.** О субмеридиональной зоне сдвига в структуре континентальной окраины Чукотского моря и механизме раскрытия Канадского океанического бассейна // ДАН, 2014, т. 455, № 1, с. 67—71.
- Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Разницин Ю.Н.** Неотектоника северной части Норвежско-Гренландского бассейна (особенности строения и развития хребта Книповича и Поморского периокеанического прогиба) // ДАН, 2006, т. 410, № 4, с. 506—511.
- Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г.** Баренцевско-Амеразийский юрско-меловой суперплем и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // ДАН, 2009, т. 426, № 3, с. 369—372.
- Akinin V.V., Miller E.L., Wooden J.** Petrology and geochronology of crustal xenoliths from the Bering Strait region: linking deep and shallow crustal processes in extending continental crust // Crustal cross-sections from the Western North America Cordillera and elsewhere: implications for tectonic and petrologic processes / Eds. R.B. Miller, A.W. Snoke. Geol. Soc. Amer., Boulder, CO, Special Paper 456, 2009, p. 39—68.
- Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tuchkova M.I.** Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere, 2015, v. 11, № 5, p. 1—34.
- Archer S.G., Bergman S.C., Ilife J., Murphy C.M., Thornton M.** Palaeogene igneous rock reveal new insights into the geodynamic evolution and petroleum potential of the Rockall Trough, NE Atlantic margin // Basin Res., 2005, v. 17, № 1, p. 171—201.
- Arrigoni V.** Origin and evolution of the Chukchi borderland. A thesis submitted to the Office of Graduate Studies of Texas A&M University in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science, 2008, 74 p.
- Asudeh I., Green A.G., Forsyth D.A.** Canadian expedition to study the Alpha Ridge complex: results of the seismic refraction study // Geophys. J. Int., 1988, v. 92, p. 283—302.
- Bruvoll V., Kristoffersen Y., Coakley B.J., Hopper J.R., Planke S., Kandilarov A.** The nature of the acoustic basement on Mendeleev and northwestern Alpha ridges, Arctic Ocean // Tectonophysics, 2012, v. 514—517, p. 123—145.
- Bryan S.E., Ernst R.E.** Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // Earth Sci. Rev., 2008, v. 86, № 1—4, p. 175—202.
- Chian D., Oakey G.N., Jackson H.R., Hutchinson D.R., Lebedeva-Ivanova N., Shimeld J., Li Q., Mosher D.S., Saltus R.W.** Crustal structure of the Canada Basin: new constraints from seismic reflection and refraction data // Abstracts of the 7th International Conference on Arctic Margins (ICAM-VII 2015). Geological Survey of Norway, Trondheim, 2015, p. 29.
- Cooper C.J., Bjerkebaek E.** The volcanism of the Circum-Arctic: Implications for the evolution of the Amerasia Basin // 3P Arctic. The Polar Petroleum Potential Conference & Exhibition, Halifax, Nova Scotia, Canada, August 30 September 2. AAPG, 2011, p. 24.
- Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A., Stolbov N.** U-Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geol. Mag., 2013, v. 150, № 6, p. 1127—1135.
- de Vera J.** Structure of the Red Dog district, Western Brooks range, Alaska. A thesis submitted in the fulfillment of the requirements of the University of London for the degree of Doctor of Philosophy Department of Geology Royal Holloway, University of London Egham, Surrey TW20 0EX United Kingdom, December, 2005, 633(664) p.
- Dibner V.D.** Geology of Franz Josef Land. Norsk Polarinstittutt. Meddelelser, 1998, № 146, 190 p.
- Dinkelman M.G., Kumar N., Helwig J., Emmet P., Granath J.** Highlights of petroleum and crustal framework of the Beaufort-Mackenzie Basin: Key results from BeaufortSPAN East Phases I and II Surveys // Canadian Society of Exploration Geophysicists (CSEG), Recorder, 2008, v. 33, № 9, p. 22—25.
- Døssing A., Jackson H.R., Matzka J., Einarsson I., Rasmussen T.M., Olesen A.V., Brozena J.M.** On the origin of the Amerasia Basin and the High Arctic Large Igneous Province — results of new aeromagnetic data // Earth Planet. Sci. Lett., 2013a, 363, p. 219—230.

**Døssing A., Hopper J.R., Olesen A.V., Rasmussen T.M., Halpenny J.** New aero-gravity results from the Arctic Ocean: Linking the latest Cretaceous-early Cenozoic plate kinematics of the North Atlantic and Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2013b, v. 14, doi:10.1002/ggge.20253.

**Dove D., Coakley B., Hopper J., Kristoffersen Y., the Healy 2005—03 Geophysics Team.** Bathymetry, controlled source seismic, and gravity observations of the Mendeleev Ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics // *J. Geophys. Res.*, 2010, v. 183, p. 481—502.

**Drachev S.S.** Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins // *Geol. Soc., London, Memoirs*, 2011, v. 35, p. 369—394.

**Drachev S.S., Saunders A.** The Early Cretaceous Arctic LIP: its geodynamic setting and implications for Canada Basin opening // *Proceedings of the Fourth International Conference on Arctic Margins* / Eds. R.A. Scott, D.K. Thurston. Dartmouth, Nova Scotia, 30 September to 3 October. US Department of the Interior, Anchorage, 2006, p. 216—223.

**Drachev S.S., Malyshev N.A., Nikishin A.M.** Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelf: an overview // *Petroleum geology: from mature basins to new frontiers. Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference* / Eds. B.A. Vining, S.C. Pickering. 2010, p. 591—619.

**Elswick V.A., Toro J.** Seismic interpretation and structural evaluation of the Hope Basin, Alaska // *Geol. Soc. Amer.*, 2003, v. 35, № 6, p. 28—42.

**Embry A.F.** Geological and geophysical evidence in support of the hypothesis of anticlockwise rotation of Northern Alaska // *Mar. Geol.*, 1990, v. 93, p. 317—329.

**Embry A.F.** Counterclockwise rotation of the Arctic Alaska Plate: Best available model or untenable hypothesis for the opening of the Amerasia Basin // *ICAM III: III International Conference on Arctic margins* / Eds. N.W. Roland, F. Tessensohn. Germany, Celle, BGR, 2000, p. 247—255.

**Ernst R., Bleeker W.** Large igneous provinces (LIPs), giant dyke swarms, and mantle plumes: significance for breakup events within Canada and adjacent regions from 2.5 Ga to the Present // *Can. J. Earth Sci.*, 2010, v. 47, p. 695—739.

**Ernst R.E., Buchan K.L., Campbell I.H.** Frontiers in Large Igneous Province research // *Lithos*, 2005, v. 79, p. 271—297.

**Estrada S.** Geochemical and Sr—Nd isotope variations within Cretaceous continental flood-basalt suites of the Canadian High Arctic, with a focus on the Hassel Formation basalts of northeast Ellesmere Island // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)*, 2014, № 8, p. 1—25, doi: 10.1007/s00531-014-1066-x.

**Evangelatos J., Mosher D.C., Funck T.** Tectonic significance of seismic reflection and refraction data from Makarov Basin, Arctic Ocean // *Abstracts of the 7th International Conference on Arctic Margins (ICAM-VII 2015)*. Geol. Survey of Norway, Trondheim, 2015, p. 40.

**Forsyth D.A., Morel-A-L'Huissier P., Asudeh I., Green A.G.** Alpha Ridge and Iceland: products of the same plume? // *J. Geodyn.*, 1986, v. 6, № 1—4, p. 197—214.

**Franke D., Hinz K., Reichert C.** Geology of East Siberian Sea, Russian Arctic, from seismic images: Structures, evolution, and the implications for the evolution of the Arctic Ocean Basin // *J. Geophys. Res.*, 2004, v. 109, B07106, doi: 10.1029/2003JB002687.

**Franke D., Reichert C., Damm V., Piepjohn K.** The South Anyui suture, Northeast Arctic Russia, revealed by offshore seismic data // *Norwegian J. Geol.*, 2008, v. 88, p. 189—200.

**Gee D.G., Juhlin C., Pascal C., Robinson P.** Collisional orogeny in the Scandinavian Caledonides (COSC) // *GFF*, 2010, v. 132, p. 29—44.

**Golonka J.** Phanerozoic palaeoenvironment and palaeolithofacies maps of the Arctic region // *Arctic petroleum geology. V. 35* / Eds. A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupakova, K. Sorensen. Geol. Soc. London, Memoir, 2011, p. 79—129.

**Golonka J., Bocharova N.Y.** Hot spot activity and the break-up of Pangea // *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2000, v. 161, p. 49—69.

**Grantz A., Hart P.E.** Petroleum prospectivity of Canada Basin, Arctic Ocean // *Mar. Petrol. Geol.*, 2012, v. 30, p. 126—143.

**Grantz A., May S., Hart P.** Geology of the Arctic continental margin of Alaska // *Geol. North America*, 1990, v. 50, p. 257—288.

**Grantz A., Clark L.D., Phillips R.L., Srivastava S.P., Blome C.D.** Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia Basin, Arctic Ocean // *GSA Bull.*, 1998, v. 110, № 6, p. 801—820.

**Grantz A., Hart P., Childers V.** Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean // *Arctic Petroleum Geology* / Eds. A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupakova, K. Sorensen. Geol. Soc. London, Memoirs, 2011, v. 35, p. 771—799.



- Grogan P., Nyberg K., Fotland B., Myklebust R., Dahlgren S., Riis F.** Cretaceous magmatism south and east of Svalbard: evidence from seismic reflection and magnetic data // *Polarforschung*, 2000, v. 68, p. 25—34.
- Harland W.B.** *Geology of Svalbard*. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1997, 514 p.
- Helwig J., Kumar N., Dinkelman M.G., Emmet P.** Three segments of the Arctic continental margin, Beaufort Sea, Canada: deep seismic profiles of crustal architecture. Abstract presented at GeoCanada, Calgary, Canada, 2010, 4 p.
- Herron E.M., Dewey J.F., Pitman W.C.** Plate tectonic model for the evolution of the Arctic // *Geology*, 1974, v. 2, p. 377—380.
- Hubbard R.J.** Geologic evolution and hydrocarbon habitat of the Arctic Alaska microplate // *Mar. Petrol. Geol.*, 1987, v. 4, p. 2—34.
- Hutchinson D.R., Jackson H.R., Shimeld J.W., Chapman C.B., Childs J.R., Funck T., Rowland R.W.** Acquiring marine data in the Canada Basin, Arctic Ocean // *EOS*, 2009, v. 90, № 23, p. 197—204.
- Johnson G.L., Rich J.E.** A 30 million year cycle in Arctic volcanism? // *Geodynamics*, 1986, v. 6, № 1—4, p. 111—116.
- Jowitt S.M., Williamson M.-C., Ernst R.E.** Geochemistry of the 130 to 80 Ma Canadian High Arctic Large Igneous Province (HALIP) event and implications for Ni-Cu-PGE prospectivity // *Econ. Geol.*, 2014, v. 109, № 2, p. 281—307.
- Kuzmichev A.B.** Where does the South Anyui suture go in the New Siberian Islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasian Basin origin // *Tectonophysics*, 2009, v. 463, p. 86—108.
- Lany L.S.** A new plate kinematic model of Canada Basin evolution // *Proc. Int. Conf. Arctic margins, IMMS, Anchorage, Alaska*, 1992, p. 283—288.
- Lane L.** Canada Basin, Arctic Ocean: Evidence against a rotation origin // *Tectonics*, 1997, v. 16, p. 363—387.
- Large Igneous Provinces: origin and environmental consequences** / Ed. A.D. Saunders, // *Elements*, 2005, v. 1, № 5.
- Lawver L., Scotese C.** A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin // *Geol. North Amer. V. 1. Geol. Soc. Amer. Boulder, Colorado*, 1990, p. 593—618.
- Lawver L.A., Müller R.D.** Iceland hotspot track // *Geology*, 1994, v. 22 (4), p. 311—314.
- Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M.** Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // *Geol. Soc. Amer. Bull., Special Papers*, 2002, v. 360, p. 337—362.
- Laxon S., McAdoo D.** Arctic Ocean gravity field derived from ERS-1 satellite altimetry // *Science*, 1994, v. 265, p. 621—624.
- Laxon S., McAdoo D.** Satellites provide new insights into polar geophysics // *EOS, AGU Transactions*, 1998, № 79(6), p. 69—72.
- Ledneva G.V., Pease V.L., Sokolov S.D.** Permo-Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): links to the Siberian LIP // *J. Asian Earth Sci.*, 2011, v. 40, p. 737—745.
- Lothamer R.T.** Early Tertiary wrench faulting in the North Chukchi Basin, Chukchi Sea, Alaska // US Department of the Interior, Minerals Management Service, Anchorage, AK, OCS Study, MMS 94-0040, 1994, p. 251—256.
- Mackey K.G., Fujita K., Sedov B.M., Gounbina L.V., Kurtkin S.** A seismic swarm near Neshkan, Chukotka, northeastern Russia, and implications for the boundary of the Bering plate // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4*, 2009, p. 261—271.
- Macnab R., Verhoef J., Roest W., Arkani-Hamed J.** New database documents the magnetic character of the Arctic and North Atlantic // *EOS, AGU Transactions*, 1995, v. 76, № 45, p. 449—458.
- Magee C., Jackson A.C., Schofield N.** Diachronous sub-volcanic intrusion along deepwater margins: insights from the Irish Rockall Basin // *Basin Res.*, 2014, v. 26, p. 85—105.
- Maher H.D.** Manifestations of the Cretaceous High Arctic Large Igneous Province in Svalbard // *J. Geol.*, 2001, v. 109, p. 91—104.
- Malovitski Ya.P., Senin B.V., Shipilov E.V.** Map of the relief of the heterogeneous basement of the Arctic Region and adjacent areas, Sc. 1 : 10 000 000 / Eds. I.S. Gramberg, Y.M. Puscharovski. London, JEBCO Seismic Limited, 1990.
- Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu.** Tectonic subdivision of the Chukchi and East Siberian Seas // *Russian J. Earth Sci.*, 2003, v. 5, № 3, p. 185—202, <http://rjes.wdcb.ru/v05/tje03120/tje03120.htm>.
- McAdoo D.C., Farrell S.L., Laxon S.W., Zwally H.J., Yi D., Ridout A.L.** Arctic Ocean gravity field derived from ICESat a ERS-2 altimetry: Tectonic implications // *J. Geophys. Res.*, 2008, v. 113, B05408, doi: 10.1029/2007JB005217.

**McDannell K.T., Toro J., Hourigan J.K., Harris D.** Thermo-chronologic constraints on Late Cretaceous to Cenozoic exhumation of the Bendeleben Mountains, Seward Peninsula, Alaska // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2014, v. 15, p. 4009—4023, doi: 10.1002/2014GC005424.

**McWhae J.R.** Tectonic history of Northern Alaska, Canadian Arctic, and Spitsbergen regions since Early Cretaceous // *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 1986, v. 70, № 4, p. 430—450.

**Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu.** Arctica between Rodinia and Pangea // *Precambrian Res.*, 2015, v. 259, p. 114—129.

**Meyer R., van Wijk J., Gernigon L.** The North Atlantic Igneous Province: A review of models for its formation // *Plates, plumes, and planetary processes* / Eds. G.R. Foulger, D.M. Jurdy. *Geol. Soc. Amer., Special Paper* 430, 2007, p. 525—552, doi: 10.1130/2007.2430(26).

**Miller E.L., Verzhbitsky V.E.** Structural studies near Pevek, Russia: implications for formation of the East Siberian Shelf and Makarov Basin of the Arctic Ocean // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.*, 2009, № 4, p. 223—241.

**Miller E.L., Soloviev A., Kuzmichev A., Gehrels G., Toro J., Tuchkova M.** Jurassic and Cretaceous foreland basin deposits of the Russian Arctic: Separated by birth of the Makarov Basin? // *Norwegian J. Geol.*, 2008, v. 88, p. 201—226.

**Minakov A., Faleide J.I., Glebovskiy V.Y., Mjelde R.** Structure and evolution of the northern Barents—Kara sea continental margin from integrated analysis of potential fields, bathymetry and sparse seismic data // *Geophys. J. Int.*, 2012, v. 188, p. 79—102.

**Mineral Management Service,** Chukchi Sea Province Summary, Assessment — Alaska Region, 2006, <http://www.mms.gov/alaska/re/reports/2006Asmt/CHGA/chga.HTM>.

**Mjelde R., Breivik A.J., Raum T., Mittelstaedt E., Ito G., Faleide J.I.** Magmatic and tectonic evolution of the North Atlantic // *J. Geol. Soc. London*, 2008, v. 165, p. 31—42.

**Moore T.E., Wallace W.K., Bird K.J., Karl S.M., Mull C.G., Dillon J.T.** Geology of northern Alaska // *The geology of Alaska. The geology of North America* / Eds. G. Plafker, H.C. Berg. *Geol. Soc. Amer.*, 1994, v. G-1, p. 49—140.

**Mosher D.C., Shimeld J.W., Chian D., Lebedeva-Ivanova N., Li Q., Hutchinson D., Edwards B., Mayer L., Chapman B.** Sediment distribution in Amerasian Basin, Arctic Ocean // *Geophys. Institute Report UAG-R-335* / D.B. Stone, J.G. Clough, D.K. Thurston. University of Alaska, Fairbanks, Alaska, 2012, p. 148—149.

**Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E.** Paleozoic rocks of Northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonics of the Arctic Region // *Tectonics*, 1999, v. 18, p. 977—1003.

**Patthoff D.A.** Structure and crustal balance of the Herald Arch and Hope Basin in the Chukchi Sea, Alaska. M.S. thesis. West Virginia University, 2008, 113 p.

**Pease V.** Eurasian orogens and Arctic tectonics: an overview // *Arctic petroleum geology* / Eds. A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stupakova, K. Sørensen. *The Geol. Soc. London, Memoirs*, 2011, v. 35, p. 311—324.

**Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X.** Arctic lithosphere — a review // *Tectonophysics*, 2014, v. 628, p. 1—25.

**Pitman W.C., Talwani M.** Sea-floor spreading in the North Atlantic // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, v. 83, p. 619—646.

**Rowley D.B., Lottes A.L.** Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present // *Tectonophysics*, 1988, v. 155, p. 73—120.

**Saltus R.W., Bird K.J.** Digital depth horizon compilations of the Alaskan North Slope and adjacent arctic regions. Open-File Report 03-230. U.S. department of the interior. U.S. Geological Survey. Denver, Colorado, Menlo Park, California, 2003, 21 p.

**Scotese C.R.** Paleogeographic reconstructions of the Circum-Arctic Region since the Late Jurassic // *Search and Discovery Article #30193*. Adapted from oral presentation at AAPG Annual Convention and Exhibition, Houston, Texas, Apr. 10—13, 2011. 2011, s. 1.

**Sekretov S.B.** Northwestern margin of the East Siberian Sea, Russian Arctic: seismic stratigraphy, structure of sedimentary cover and some remarks on the tectonic history // *Tectonophysics*, 2001, v. 339, p. 353—383.

**Senger K., Tveranger J., Ogata K., Braathen A., Planke S.** Late Mesozoic magmatism in Svalbard: A review // *Earth Sci. Rev.*, 2014, v. 139, p. 123—144.

**Shephard G.E., Muller R.D., Seton M.** The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure // *Earth Sci. Rev.*, 2013, v. 124, p. 148—183.

**Sherwood K.W., Craig J.D., Lothamer R.T., Johnson P.P., Zerwick S.A.** Chuckchi shelf assessment province // Undiscovered oil and gas resources, Alaska Federal offshore, U.S. Mineral Management Service OCS, Monograph MMS 98-0054, 1998, p. 115—196.

**Sherwood K.W., Johnson P.P., Craig J.D., Zerwick S.A., Lothamer R.T., Thurston D.K., Hurlbert S.B.** Structure and stratigraphy of the Hanna Trough, U. S. Chukchi Shelf, Alaska // GSA Special Paper, 2002, v. 360, p. 39—66.

**Shipilov E.V.** The graben-rift system of the Chukchi Sea // *Int. Geol. Rev.*, 1989, v. 31, p. 1097—1106.

**Shipilov E.V.** Generations of spreading basins and stages of breakdown of Wegener's Pangea in the geodynamic evolution of the Arctic Ocean // *Geotectonics*, 2008, v. 42, № 2, p. 105—124.

**Shipilov E.V., Mossur A.P.** The structure of the sedimentary section at depth in the Arctic region // *Int. Geol. Rev.*, 1991, v. 33, № 1, p. 92—102.

**Shipilov E.V., Senin B.V., Yunov A.Yu.** Sedimentary cover and basement of Chukchi Sea from seismic data // *Geotectonics*, 1989, v. 23, № 5, p. 456—463.

**Silantyev S.A., Bogdanovskii O.G., Fedorov P.I., Karpenko S.F., Kostitsyn Yu.A.** Intraplate magmatism of the De Long Islands: A response to the propagation of the ultraslow-spreading Gakkel Ridge into the passive continental margin in the Laptev Sea // *Russian J. Earth Sci.*, 2004, v. 6, № 3, p. 1—31, <http://rjes.wdcb.ru/v06/tje04150/tje04150.htm>.

**Talwani M., Eldholm O.** Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1977, v. 88, p. 969—999.

**Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L.** Detailed aeromagnetic investigations in the Arctic Basin // *J. Geophys. Res.*, 1981, v. 86, p. 6323—6333.

**The Arctic Ocean** region. Vol. L. *Geology of North America* / Eds. A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweney. Geol. Soc. Amer. Boulder Co., 1990, 644 p.

**Thurston D.K., Theiss L.A.** Geologic report for the Chukchi Sea planning Area, Alaska. Anchorage, Alaska, Minerals Management Service, 1987, 193 p.

**Thurston D.K., Theiss L.A.** Identification of wrench faults using subsurface structural data: criteria and pitfalls: discussion // *AAPG Bull.*, 1991, v. 75, № 11, p. 1779—1781.

**Thurston D.K., Lothamer R.T.** Seismic evidence of evaporate diapirs in the Chukchi Sea, Alaska // *Geology*, 1991, v. 19, p. 477—480.

**Tolson R.B.** Structure and stratigraphy of the Hope Basin, southern Chukchi Seas, Alaska // *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins: Beaufort Sea to Baja California* / Eds. D.W. Scholl, A. Grantz, J.G. Vedder. Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources // *Earth Sci. Ser.*, 1987, № 6, p. 59—71.

**Torsvik T.H., Amundsen H.E.F., Trønnes R.G., Doubrovine P.V., Gaina C., Kuznir N.J., Steinberger G., Corfu F., Ashwal L.D., Griffin W.L., Werner S.C., Jamtveit B.** Continental crust beneath south-east Iceland // *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.*, 2015, v. 112, № 15, p. 1818—1827.

**Verzhbitsky V., Frantzen E.M., Trommestad K., Savostina T., Little A., Sokolov S.D., Tuchkova M.I., Travis T., Martyntsiva O., Ullnaess M.** New seismic data on the South and North Chukchi sedimentary basins and the Wrangel Arch and their significance for the geology of Chukchi Sea shelf (Russian Arctic) // «Geosciences — From New Ideas to New Discoveries». 3rd Saint Petersburg EAGE International Conference and Exhibition. 7—10 April 2008. Lenexpo, Saint Petersburg, Russia. Extended Abstracts and Exhibitors' Catalogue, 2008, Abstract B030.

**Vogt P.R., Taylor P.T., Kovacs L.C., Johnson G.L.** Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 1979, v. 84, p. 1071—1089.

**Weber J.R.** The Alpha Ridge: gravity, seismic and magnetic evidence for a homogenous mafic crust // *J. Geodynamics*, 1986, v. 6, № 1, p. 117—136.

*Рекомендована к печати 26 апреля 2016 г.  
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию 28 июля 2015 г.,  
после доработки — 18 января 2016 г.*