

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 2021

Геодинамические обстановки в зоне сопряжения хребта Ломоносова и Евразийского бассейна с континентальной окраиной Евразии <i>Э. В. Шпилов, Л. И. Лобковский, С. И. Шкарубо, Т. А. Кириллова</i>	3
Модель формирования седиментационной системы Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана как основа для реконструкции его тектонической истории <i>П. В. Рекант, О. В. Петров, Е. А. Гусев</i>	27
Тектоническая позиция Южно-Анъюйской сутуры <i>С. Д. Соколов, М. И. Тучкова, Г. В. Леднева, М. В. Лучицкая, А. В. Ганелин, Е. В. Ватрушкина, А. В. Моисеев</i>	51
Этапы гранитоидного магматизма и формирование континентальной коры Восточной Арктики <i>М. В. Лучицкая, С. Д. Соколов</i>	73
Восточно-Пекульнейский террейн океанической коры (крайний Северо-Восток Азии, Россия): фрагмент позднеюрской–раннемеловой границы скольжения между Палео-Пацификом и Чукотским микроконтинентом <i>С. А. Паланджян</i>	98
Становление и прогноз развития Западной Арктики как сегмента Атлантико-Арктической рифтовой системы <i>Н. П. Чамов</i>	115

Contents

Vol. 55, no. 5, 2021

Tectono-Geodynamic Settings in the Junction Zone of Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin with the Continental Margin of Eurasia <i>E. V. Shipilov, L. I. Lobkovsky, S. I. Shkarubo, T. A. Kirillova</i>	3
Model of Formation of the Sedimentary System of the Eurasian Basin of the Arctic Ocean as a Basis for Reconstruction of Its Tectonic Evolution <i>P. V. Rekant, O. V. Petrov, E. A. Gusev</i>	27
Tectonic Position of the South Anyui Suture <i>S. D. Sokolov, M. I. Tuchkova, G. V. Ledneva, M. V. Luchitskaya, A. V. Ganelin, E. V. Vatrushkina, A. V. Moiseev</i>	51
Stages of Granitoid Magmatism and Continental Crust Formation of Eastern Arctic <i>M. V. Luchitskaya, S. D. Sokolov</i>	73
East Pekulney Terrane of the Oceanic Crust (Extreme Northeast Asia, Russia): A Fragment of the Late Jurassic–Early Cretaceous Slip Boundary between Paleo-Pacific and Chukotka Microcontinent <i>S. A. Palandzhyan</i>	98
Formation and Forecast of Development of the Western Arctic as a Segment of the Atlantic-Arctic Rift System <i>N. P. Chamov</i>	115

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ В ЗОНЕ СОПРЯЖЕНИЯ ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА И ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА С КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНОЙ ЕВРАЗИИ

© 2021 г. Э. В. Шипилов¹ *, Л. И. Лобковский², С. И. Шкарубо³, Т. А. Кириллова³

¹Полярный геофизический институт РАН,
д. 15, ул. Халтурина, 183010 Мурманск, Россия

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,
д. 36, Нахимовский просп., 117997 Москва, Россия

³Морская арктическая геологоразведочная экспедиция,
д. 26, ул. Софьи Перовской, 183038 Мурманск, Россия

*e-mail: shipilov@pgi.ru

Поступила в редакцию 10.12.2020 г.

После доработки 24.05.2021 г.

Принята к публикации 15.07.2021 г.

Интерпретационный анализ новых сейсмических материалов позволил реконструировать геодинамические обстановки, приведшие к формированию ансамбля геоструктурных элементов в зоне сочленения Евразийского бассейна и хребта Ломоносова с континентальной окраиной Евразии (море Лаптевых и Восточно-Сибирское море). Дано обоснование наличия Хатангско-Ломоносовской зоны разломов, адаптированной к полосе сочленения континентальной окраины со структурами Евразийского спредингового бассейна и хребта Ломоносова. Приведено отражение Хатангско-Ломоносовской зоны разломов в аномальных геофизических полях, волновой сейсмической картине на разрезах и выявлен характер ее кинематических взаимоотношений с сопряженными тектоническими элементами. Сдвиговые смещения вдоль Хатангско-Ломоносовской зоны разломов прекратились в раннем кайнозое (~46 млн назад) одновременно с переходом в ультрамедленную фазу спрединга хребта Гаккеля. Проведенный анализ геолого-геофизических материалов показывает, что в южном сегменте Евразийского бассейна, где отсутствуют регулярные полосовые магнитные аномалии, основание осадочного чехла представлено сильно растянутыми доминирующими блоками континентального фундамента. Формирование в этом сегменте бассейна осевой зоны спрединга хребта Гаккеля происходило в три этапа: рифтинг в апте–альбе (I), телескопированное развитие в позднем мелу–палеоцене–эоцене (II), унаследованное образование рифтовой долины в поздний отрезок неотектонического этапа (III). Развитие бассейна Северного, расположенного в зоне сочленения хребта Ломоносова с континентальной окраиной, сходно по сценарию формирования бассейнов сдвига-раздвигового типа, его становление было взаимосвязано с одновременно раскрывавшимся смежным крайним юго-восточным сегментом котловины Амундсена Евразийского бассейна.

Ключевые слова: сейсмический разрез, тектоника, Лаптевоморская континентальная окраина, Евразийский бассейн, хребет Ломоносова, Хатангско-Ломоносовская зона разломов, геофизические поля, сдвига-раздвиговый осадочный бассейн, геодинамическая эволюция

DOI: 10.31857/S0016853X21050076

ВВЕДЕНИЕ

Среди проблемных вопросов тектоники Северного Ледовитого океана выяснение взаимоотношений Евразийского бассейна и хребта Ломоносова с континентальной окраиной Евразии являются узловыми как в плане понимания геодинамической эволюции Арктического региона, так и в отношении оценки углеводородного потенциала [4, 6, 7, 20, 28, 34, 36, 37, 57, 66] (рис. 1).

До последних нескольких лет слабая освещенность строения этих смежных геоструктур рас-

сматриваемого сектора Арктики геофизическими методами привела исследователей к экстраполированию однотипного характера тектонических взаимоотношений океанического спредингового пространства Евразийского бассейна с континентальным обрамлением на всем его протяжении. В этом контексте батиметрический периметр очертаний морфоструктуры глубоководного днища Евразийского бассейна рассматривался как граница океанической и континентальной земной коры, включая переходный тип последней. Такая

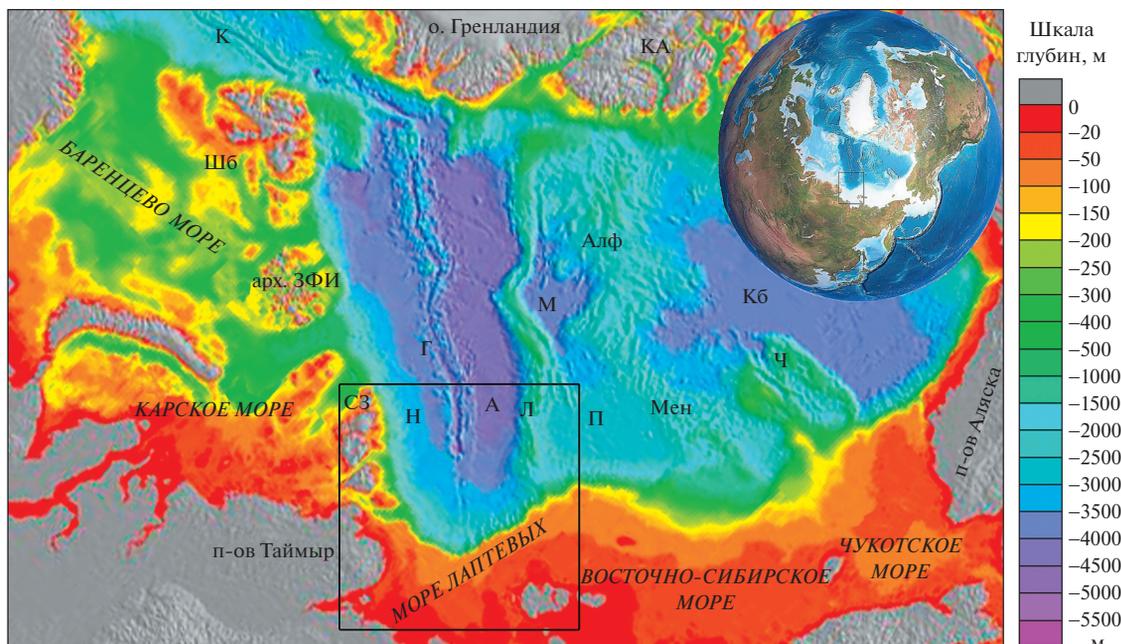


Рис. 1. Основные физико-географические элементы Арктического океана на схеме ИВСаО (с использованием данных [58]).

Показано (прямоугольник) положение исследуемого региона.

Обозначено: *структурно-геоморфологические элементы*: К – хр. Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн), Шб – Шпицберген, ЗФИ – Земля Франца-Иосифа, СЗ – Северная Земля, КА – Канадский Арктический архипелаг; *Евразийский бассейн*: Н – котловина Нансена, Г – хр. Гаккеля, А – котловина Амундсена; *Амеразийский бассейн*: Л – хр. Ломоносова, М – котловина Макарова, П – котловина Подводников, Алф – хр. Альфа, Мен – хр. Менделеева, Кб – Канадская котловина, Ч – Чукотский бордерленд.

Тектоническая ситуация получила отражение на большинстве созданных геодинамических реконструкциях, по которым обособление и становление хребта Ломоносова связывалось с раскрытием Евразийского спредингового бассейна [17, 57, 61]. Таким образом, в процессе позднемиоценового–палеоценового рифтогенеза, развившегося в эоцене в спрединг, узкая сублинейная полоса континентальной коры хребта Ломоносова откололась от Баренцево-Карско-Лаптевской окраины и мигрировала до своего современного положения. Тектоническая обстановка, сложившаяся в процессе геодинамической эволюции в самых южных сегментах хребта Ломоносова и Евразийского бассейна в зонах их сочленения с континентальной окраиной Евразии (моря Лаптевых и Восточно-Сибирское), иллюстрирована на рис. 2.

Несмотря на появление значительного объема геолого-геофизических данных, проблема перемещения хребта Ломоносова в совокупности с геодинамической эволюцией Евразийского бассейна остается предметом острых дискуссий.

По одной версии считается, что хребет Ломоносова перемещался в ансамбле структур в составе Северо-Американской литосферной плиты при ее дивергенции с Евразийской и, таким образом, он не менял своего положения относи-

тельно внутриплитных тектонических элементов [9, 16, 28]. При этом отвергается всякое существование не только сдвиговой системы нарушений, но и каких-либо разломов в зоне сочленения хребта Ломоносова с континентальной окраиной Сибири [11].

Сторонники контрверсии отстаивают позицию, по которой хребет Ломоносова, в составе образовавшейся новой Амеразийской микроплиты, в процессе заложения и последующего раскрытия Евразийского бассейна испытывал правостороннее смещение по Хатангско-Ломоносовской зоне разломов или трансформе [20, 21, 36–38, 57]. Перемещение происходило вплоть до момента времени ~46 млн лет назад, когда спрединг Евразийского бассейна почти остановился, перейдя в ультрамедленную фазу развития, что геодинамически обусловлено резкой сменой направления движения северо-западной части Тихоокеанской плиты с северного на западное [20]. В такой трактовке эта полоса разломов служит определенного рода геодинамической границей между Амеразийской микроплитой и Евразией. Несмотря на различия точек зрения, и в том, и в другом случае хребет Ломоносова и котловину Амундсена Евразийского бассейна можно рассматривать как кинематическую пару.

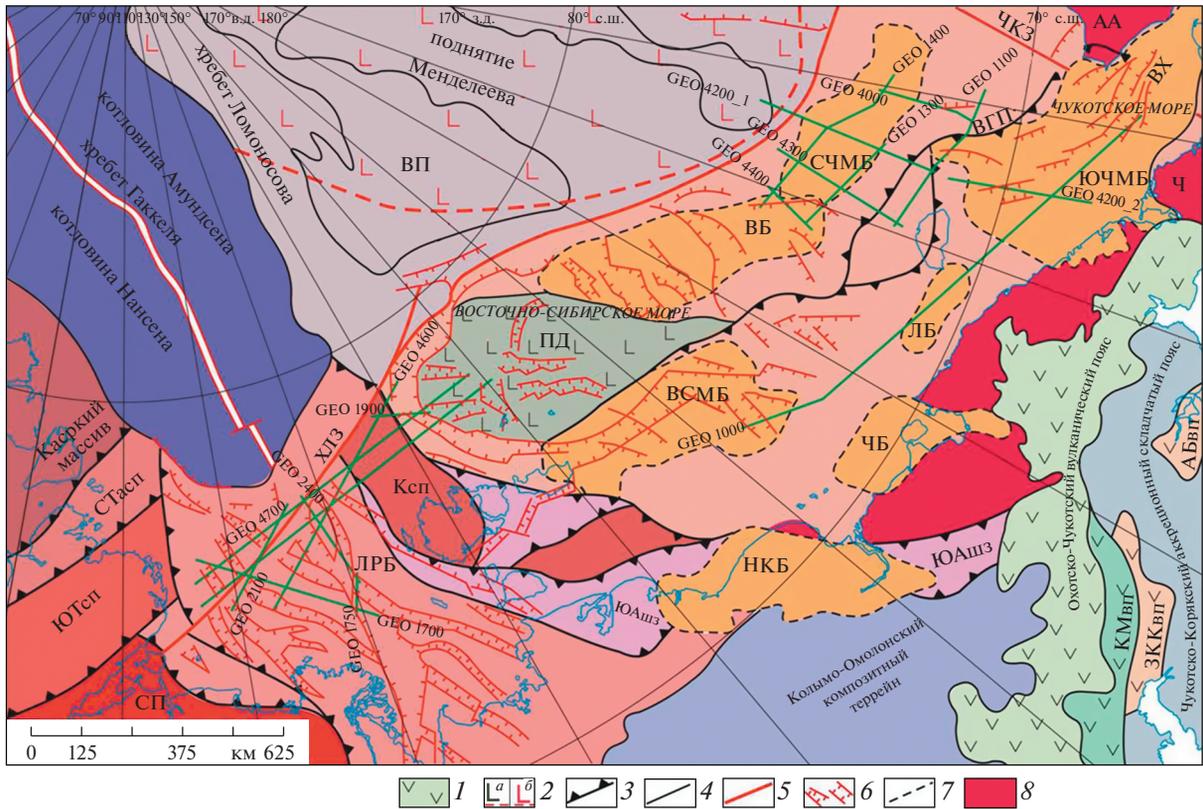


Рис. 2. Структурно-тектоническая схема областей сочленения Евразийского бассейна и хребта Ломоносова с континентальной окраиной Евразии.

Показано (линии зеленым): линии разрезов использованных при составлении схемы.

Обозначено: *вулканические пояса*: КМВП – Кони-Мургаляский (P–K₁), ЗККВП – Западнокамчатско-Карякский (K₂–Pg), АБВП – Анадырско-Бристольский (Pg₁₋₂); *складчатые структуры*: СТасп – Северо-Таймырский аккреционный складчатый пояс (C/P), ЮТсп – Южно-Таймырский складчатый пояс (J (?)), Ксп – Котельнический позднедокембрийский блок, претерпевший киммерийскую складчатость, ЮАшз – Южно-Аньюйская шовная зона (K₁); *осадочные бассейны*: ЛРБ – Лаптеворский рифтовый, НКБ – Нижне-Кольмский, ЧБ – Чаунский, ЛБ – Лонга; ЮЧМБ – Южно-Чукотский, ВХ – Хоуп, ВСМБ – Восточно-Сибирский, ВБ – Вилькицкого, СЧМБ – Северо-Чукотский; *остальные структурно-тектонические элементы*: ВПП – Врангелевско-Геральдское поднятие (гряда, дуга), СП – Сибирская платформа, Ч – Чукотский массив, АА – Арктическая Аляска, ХЛЗ – Хатангско-Ломоносовская зона разломов, ЧКЗ – Чукотско-Канадская зона разломов, ВП – впадина Подводников.

1 – вулканические пояса; 2 – базальтоидный магматизм: а – области площадного траппового магматизма Центрально-Арктической провинции (K₂), б – ПД – поднятия массива Де-Лонга (K_{1ар-ал} + K₂); 3 – основные (фронтальные) надвиги; 4 – границы структур; 5 – основные зоны разломов; 6 – рифты (K₂–K₂); 7 – границы осадочных бассейнов; 8 – Чукотский массив (значительно переработан в K₁ во время коллизии с Евразией) и массив Арктической Аляски

Разработка обеих версий осложняется фактом отсутствия регулярных линейных магнитных аномалий в южном сегменте Евразийского бассейна. В этой связи исследователи часто в своих публикациях весь набор кайнозойских магнитных аномалий по инерции протягивают до континентального склона Лаптеворской окраины с целью определения положения полюса Эйлера при открытии Евразийского бассейна [12, 40, 60, 62] (рис. 3).

Подобная модель раскрытия имеет много общего с наиболее известной моделью веерообразного раскрытия Канадского бассейна с точкой вращения в дельте Маккензи [53, 60]. В обоих бассейнах устанавливаются линейные магнитные

аномалии, служащие базовым основанием для геодинамических реконструкций [12, 17, 60, 61, 71, 73]. Но как показывают новейшие данные глубинной сейсмологии, океаническая кора в Канадском бассейне занимает ограниченную централизованную площадь, а ее обрамление представлено переходным типом коры либо сильно растянутыми континентальными блоками [44, 55]. Индикаторами этих процессов на окружающих континентальных окраинах являются позднеюрско-альбские рифтогенные бассейны, а на периферии периокеанических зон – сбросовые системы блоков коры, представленные полуграбенами [48, 49, 59]. Указанные бассейны нередко связаны с синдвиговой тектоникой и их образование сопро-

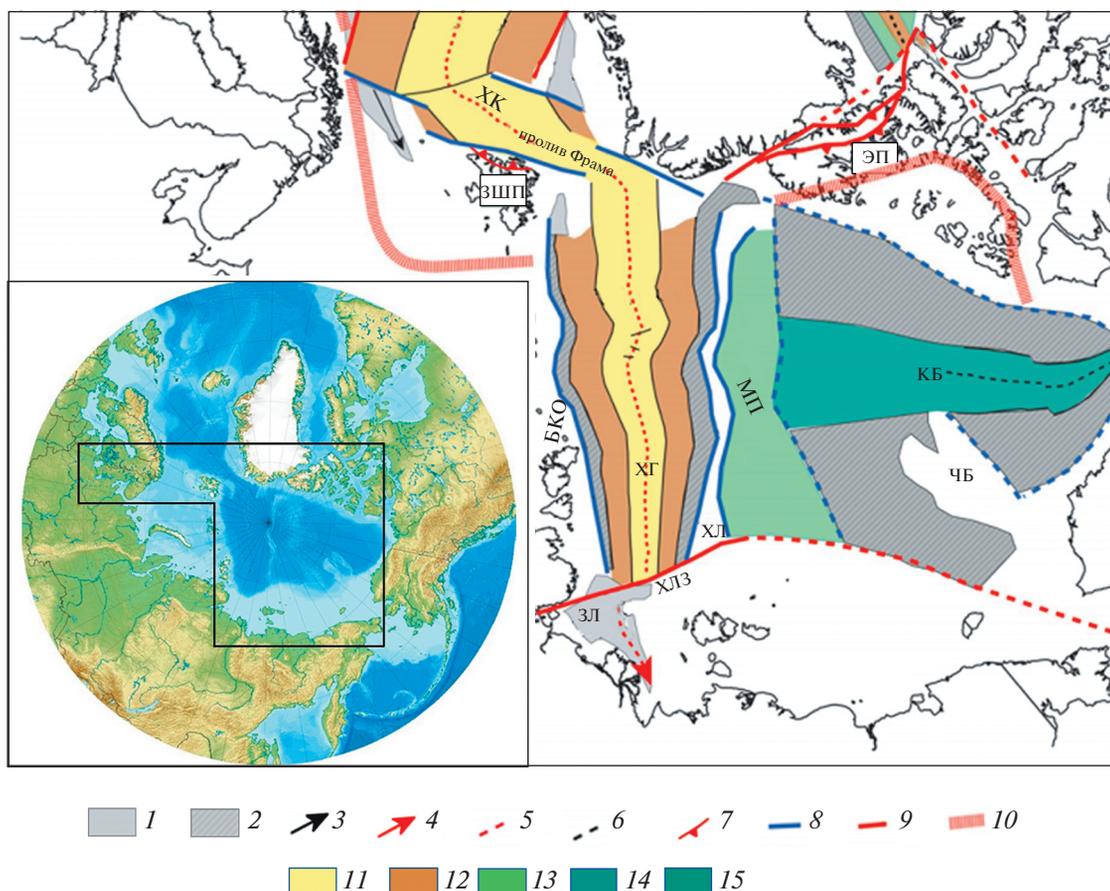


Рис. 3. Схема распределения океанической коры и ее возраст в Арктике по магнитным аномалиям (по данным [61] с изменениями и дополнениями).

На врезке – рельеф дна и положение региона исследования.

Обозначено: ХК – хребт Книповича, ХГ – хребт Гаккеля, ЗШП – Западно-Шпицбергенский складчатый пояс, ЭП – Эуреканский складчатый пояс, ХЛ – хребт Ломоносова, ХЛЗ – Хатангско-Ломоносовская зона разломов (трансформа), ЗП – Западно-Лаптевский рифтогенный бассейн, МП – бассейн Макарова-Подводников, КБ – Канадский бассейн, ЧБ – Чукотский бордерленд.

1 – рифтованная кора; 2 – эксгумированная мантия; 3 – окончания отмерших рифтов; 4 – окончания активных рифтов; 5 – предполагаемое продолжение трансформных разломов; 6 – разломные ограничения структуры; 7 – орогенные пояса; 8 – разломные ограничения спрединговых бассейнов; 9 – зоны нарушений; 10 – каледонские сuture; 11–15 – океаническая кора и ее возраст: 11 – С13 (33 млн лет)–0, 12 – С24 (53 млн лет)–С13 (33 млн лет), 13 – С30 (80 млн лет)–С24 (53 млн лет), 14 – С34 (118 млн лет)–С30 (80 млн лет), 15 – М3 (124 млн лет)–М (118 млн лет)

вождалось соответствующим меловым базальтоидным магматизмом [34, 38]. При этом раскрытие Канадского бассейна синхронизировалось с субдукционными процессами, приведшими к закрытию Южно-Анюйского океана и образованию Южно-Анюйской сuture [33, 52].

В рассматриваемом сегменте Евразийского бассейна периферийные линейные магнитные аномалии теряют субпараллельную ориентировку и смыкаются, но от 81° с.ш. и южнее наиболее отчетливо прослеживается только лишь пара молодых аномалий с возрастом ~ 10 млн лет, очерчивающих осевую зону спрединга хребта Гаккеля [56, 71]. Кроме того, на карте в южном сегменте бассейна по обе стороны осевой зоны отмечаются

аномалии резко несогласного северо-западного простирания, что может свидетельствовать о наложенности современной оси спрединга хребта Гаккеля на более древний трансформированный (остаточный) план магнитных аномалий [64]. Отмеченная рассогласованность дает основание предполагать, что современное направление продвижения осевой зоны спрединга в Евразийском бассейне не везде соответствовало вектору предшествующего этапа структурообразования. В этом отношении можно провести аналогию с перескоком оси спрединга в Норвежско-Гренландском бассейне [37, 51].

Кроме отмеченного, в исследованиях до сих пор не получил объяснения тот факт, что современная

менная длина хребта Ломоносова (~1700 км) значительно уступает по протяженности континентальной окраине, от которой он оторвался (около 2200 км) [36]. Возможной причиной этого является отделение в мел (?)—палеоценовое время хребта Ломоносова от объединенного плато Ермак/Моррис Джесуп в результате возникновения между ними рифтовой зоны. Последовавшее расширение рифтовой зоны, переходящее в спрединг в эоцене во временном интервале между хронами C25/C24—C15, вероятно оказывало и соответствующее продольное сжатие на хребет Ломоносова, что привело к сокращению его длины. События инициального этапа раскрытия Евразийского бассейна сопровождалось сдвигом хребта относительно плато [42]. Исходя из базовой геодинамической модели эволюции Арктики, образование рифтовой зоны между плато Ермак/Моррис Джесуп и северным краем хребта Ломоносова с последующим спредингом обусловлено восходящим потоком и возвратным подлитосферным течением вещества верхней мантии в сторону Тихоокеанской зоны субдукции [19–21]. Подлитосферное течение имело продольную компоненту вдоль хребта Ломоносова, вызывая сжатие и деформации хребта, приведшие к его излому в срединной части и сокращению длины. Продольная компонента мантийного возвратного течения могла приводить также к сдвиговым деформациям в прилегающей к хребту части Американо-Евразийского бассейна, которые, по всей видимости, и определили сдвиго-раздвиговой механизм образования расположенного рядом бассейна Макарова [43, 50].

Процесс образования рифтовой зоны и последующий отрыв хребта Ломоносова от окраины Североамериканского континента в районе плато Ермак/Моррис Джесуп в кайнозой имеет аналогичную геодинамическую причину, что и образование Канадской котловины в поздней юре—раннем мелу, — восходящий поток верхнемантийной ячейки и ее возвратное течение в сторону Тихоокеанской зоны субдукции [19–21].

Еще одна особенность в строении Евразийского бассейна, обусловленная глубинной геодинамикой, заключается в контрастной глубинно-латеральной асимметрии, что демонстрируется на сейсмическом разрезе МАГЭ по профилю, проложенному вкрест простирания Евразийского бассейна [16, 24] (рис. 4).

Несмотря на ряд указанных проблем, в существующих тектонических взглядах растяжение в рифтах Лаптевоморской континентальной окраины рассматривается как отражение общего субширотного регионального растяжения литосферы в совокупности с раскрытием Евразийского бассейна [61, 62]. При этом следует заметить, что ширина бассейна у подножия окраины составля-

ет ~400 км, тогда как суммарная величина растяжения в рифтах моря Лаптевых в несколько раз меньше и тип коры окраины остался континентальным. По нашему мнению, такой контраст в растяжении коры дает основание предполагать участие сдвиговой компоненты в зоне тектонических взаимоотношений между развивающимся Евразийским бассейном и Лаптевоморской континентальной окраиной.

Рассматриваемая зона представляет собой геодинамическую систему, отражающую специфический характер сочленения и взаимодействия развивающегося океанического бассейна с континентальным окружением [10, 13, 24, 36, 68]. Идея о существовании и локализации Хатангско-Ломоносовской зоны сдвига получила довольно широкое распространение в статьях, различных тектонических построениях и картографических материалах [1–3, 6, 7, 23, 34, 61, 67].

В представленной работе по результатам интерпретации комплекса новых геофизических данных рассмотрена сложившаяся структурно-тектоническая обстановка в зоне сочленения Евразийского бассейна и хребта Ломоносова с континентальной окраиной Сибири. Охарактеризовано строение южных сегментов Евразийского бассейна и хребта Ломоносова, обосновано выделение Хатангско-Ломоносовской зоны разломов, адаптированной к полосе тектонического сопряжения континентальной окраины со структурами прилегающего глубоководного ложа.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Комплексная геолого-геофизическая характеристика зоны сопряжения

Тектонические элементы зоны сопряжения континентальной окраины с прилегающим глубоководным ложем перекрыты мощным осадочным чехлом мел-кайнозойского возраста. Тем не менее, среди них только Хатангско-Ломоносовская окраинно-континентальная полоса разломов получила отчетливое отражение в рельефе дна Лаптевоморской континентальной окраины в виде наиболее заметного линеамента тяготеющего к бровке шельфа [36]. Линеамент прослеживается из Хатангского залива в северо-восточном направлении в район сочленения хр. Ломоносова с континентальной окраиной (рис. 5).

В структуре геофизических полей вдоль этой зоны сосредоточены различные по конфигурации положительные магнитные домены и хорошо прослеживаемые цепочки магнитных и гравитационных аномалий (рис. 6). В последнем случае крупная положительная аномалия связывается с эффектом Гельмерта, обусловленным резким градиентом в изменении свойств земной коры в зоне перехода от континентальной окраины к

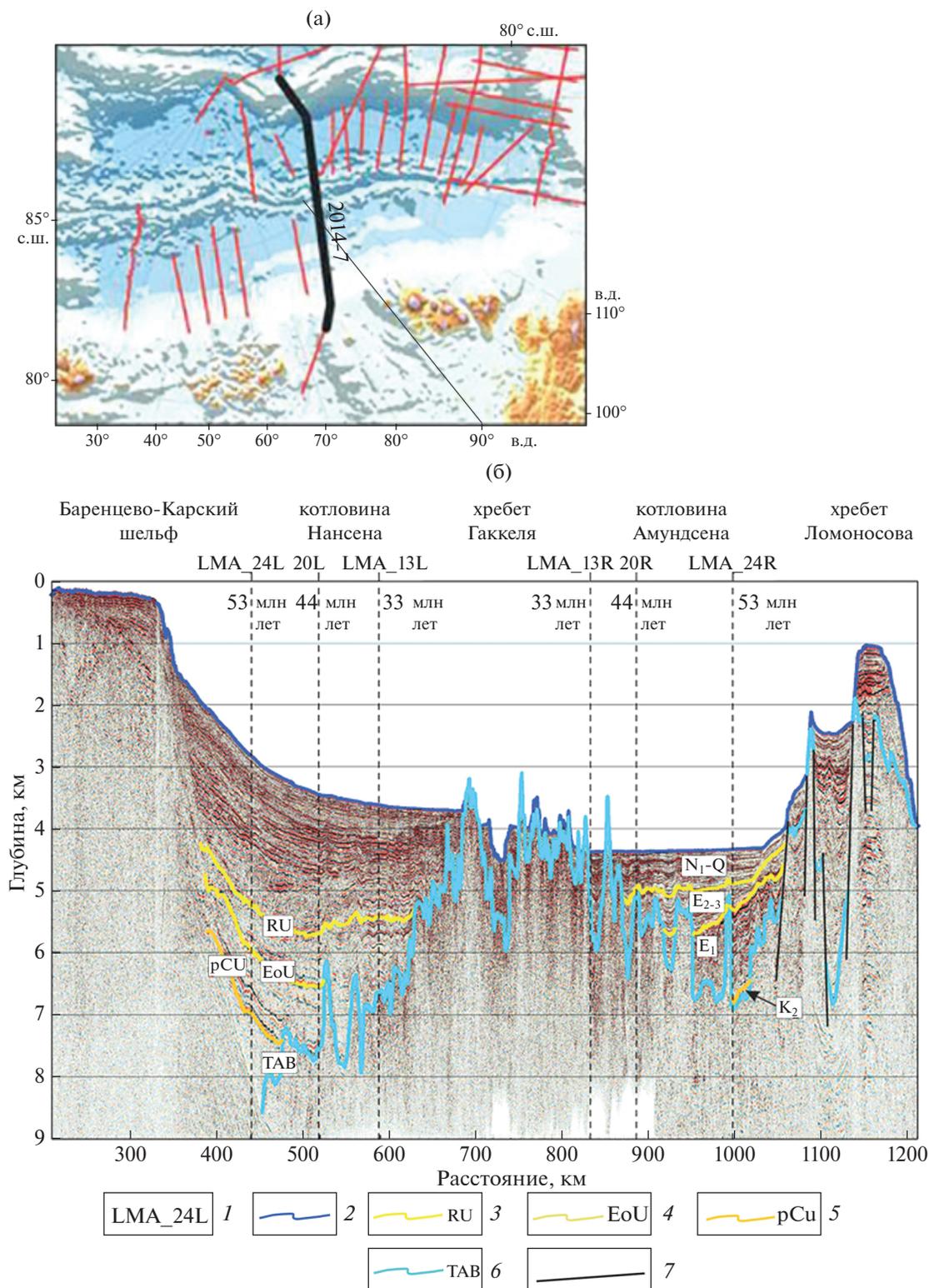


Рис. 4. Фрагмент сейсмического разреза МОВ ОГТ AR1407 через Евразийский бассейн – шельф Баренцева моря–хребет Ломоносова (по данным [16]).

(а) – положение линии разреза; (б) – интерпретированный разрез.

1 – магнитные аномалии и их индекс; 2–6 – отражающие сейсмические горизонты; 2 – поверхность дна, 3 – предмиоценовый, 4 – предверхнеэоценовый, 5 – посткампанский, 6 – поверхность акустического фундамента; 7 – разломы

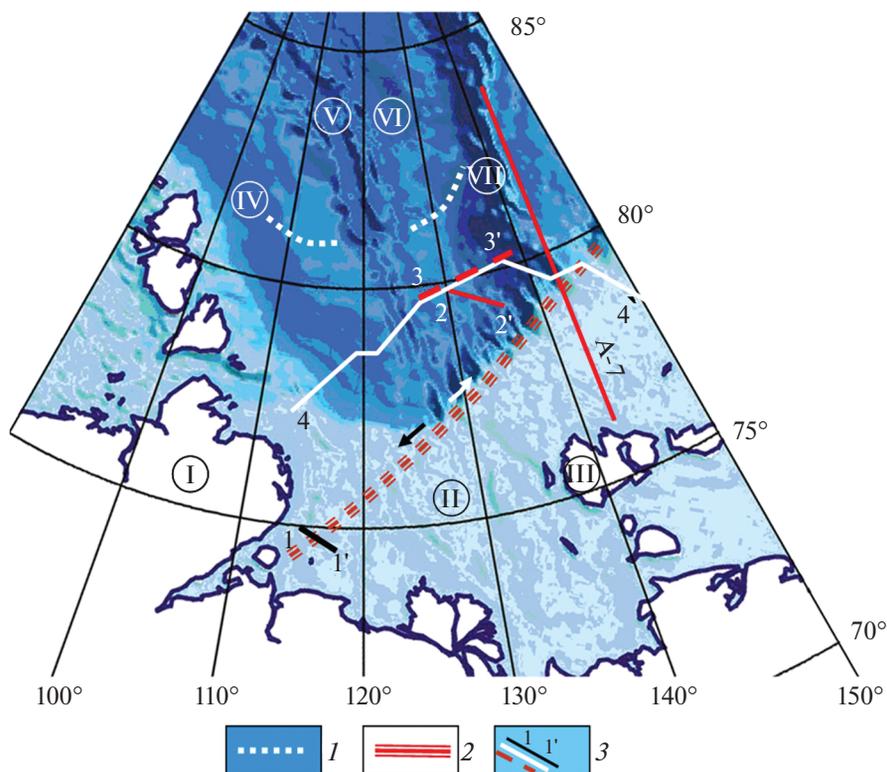


Рис. 5. Схема основных структурно-геоморфологических элементов и положения линий используемых разрезов. Показано (арабские цифры): линии сейсмических разрезов – 1–1', 2–2', 3–3', 4–4'. Показана (стрелки) кинематика перемещений по Хатангско-Ломоносовской зоне. Обозначено (римские цифры): Таймыр – I, шельф моря Лаптевых – II, острова Новосибирского архипелага – III, котловина Нансена – IV, хребет Гаккеля – V, котловина Амундсена – VI, хребт Ломоносова – VII. 1 – граница, за которой южнее регулярные линейные магнитные аномалии не прослеживаются; 2 – ХЛЗ – Хатангско-Ломоносовская зона разломов; 3 – положение сейсмических разрезов

котловине Амундсена. Но подобная аномалия прослеживается и в районе сочленения континентальной окраины с хребтом Ломоносова и континентальный тип коры хребта не подвергается сомнению. Уже одно это обстоятельство позволяет предполагать здесь наличие крупной зоны разломов, обусловившей погружение фундамента как континентальной окраины в Евразийский бассейн, так и южного фланга хребта Ломоносова, которое повлекло за собой соответствующее изменение положения подошвы земной коры и трансформацию последней.

Вместе с тем, на гравиметрических картах различных редукций достаточно отчетливо видно, что цепочка положительных гравитационных аномалий прослеживается и далее на юго-запад в сторону Хатангского залива, вглубь континентальной окраины, сменяясь в рисунке поля пересечениями в виде нарушений и пережимов сплошности ее положительных и отрицательных структур. Здесь между Хатангско-Ломоносовской зоной разломов и континентальным склоном предполагается наличие участка с редуцированной континентальной корой, претерпевшей де-

струкцию в процессе рифтинга в Западно-Лаптевском бассейне и под воздействием формирования южного сегмента Евразийского бассейна. Сейсмические данные дают основание считать, что образование того и другого было связано с меловым временем [16, 18]. На этом же этапе, несколько позже, надо полагать, проявились и первые признаки обрушения блоков континентального фундамента Лаптевоморской окраины по Хатангско-Ломоносовской зоне, что подчеркивается также приуроченностью к отмеченным трендам прямолинейной полосы положительных аномалий магнитного поля (см. рис. 6). Не исключено, что от этой зоны имеется в виде оперения разломное ответвление в юго-восточный сектор Таймыра к сочленению Южно-Таймырского складчатого пояса с Енисей-Хатангским прогибом [7, 23]. Оперяющие Хатангско-Ломоносовскую зону нарушения находятся также в районе сочленения хребта Ломоносова с континентальной окраиной [26].

Важно отметить, что Хатангско-Ломоносовская зона – это не единичная линия разлома, а зона или полоса кулисообразно расположенных

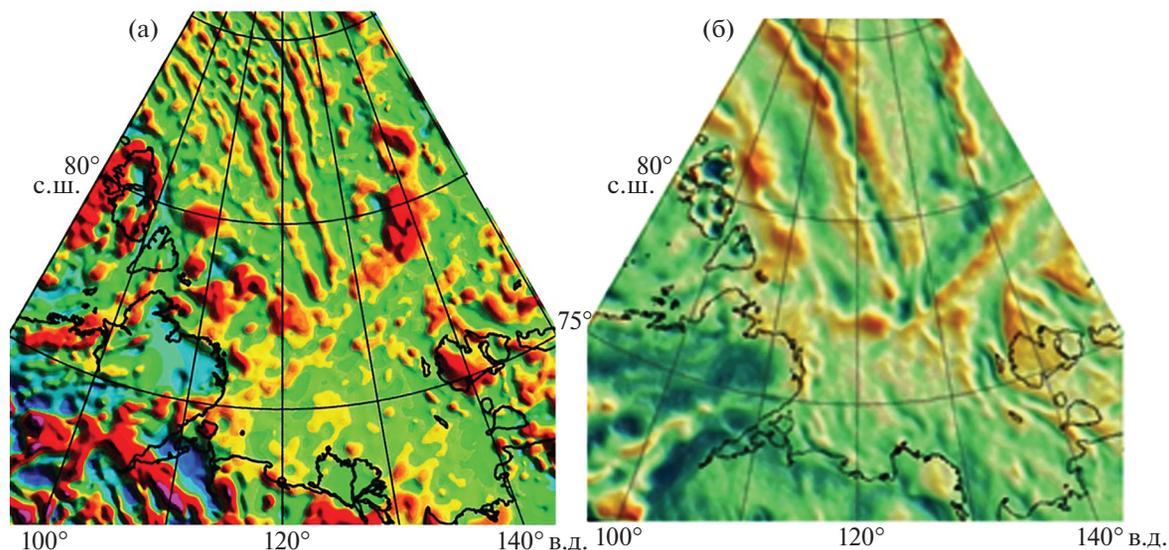


Рис. 6. Карты аномального магнитного и аномального поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе исследуемого сектора Арктики.

Поля: (а) – магнитное, (б) – гравитационное.

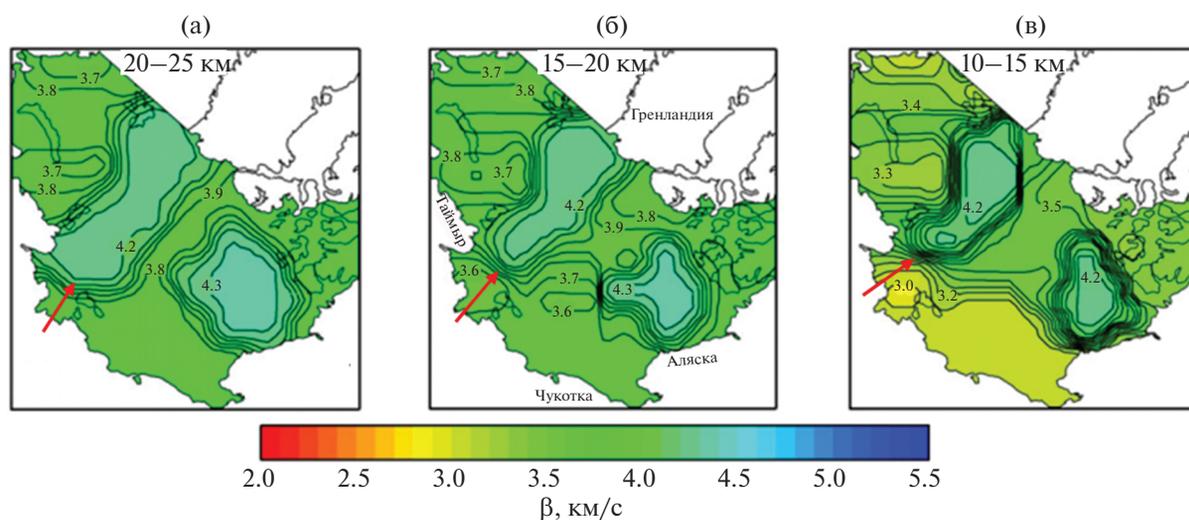


Рис. 7. Географическое распределение S -скорости как функция глубины (по данным [45], с изменениями и дополнениями).

Показано (стрелки красным) положение Хатангско-Ломоносовской зоны разломов.

Интервал между изолиниями составляет 0.1 км/с.

субпараллельных согласованных разломов. И в этой связи в дополнение к изложенным характеристикам следует добавить ее отображение в глубинной структуре и других геофизических параметрах.

Проведенный анализ групповых скоростей волн Рэлея в литосфере Арктики с построением схем распространения S -скорости как функции глубины показывает, что Хатангско-Ломоносовская зона находит отражение в виде отчетливых

полос градиентов распределения скоростей в диапазонах глубин ~ 10 км [45]. Выше этого уровня, т.е. в верхней части осадочного чехла, таких градиентов не наблюдается, но они явно прорисовываются в интервалах, приуроченных к низам осадочного чехла, на уровне фундамента и вплоть до подошвы земной коры (рис. 7). По меньшей мере, это указывает на коровый ранг зоны разломов.

Немногочисленные станции измерения теплового потока, размещение которых попало в по-

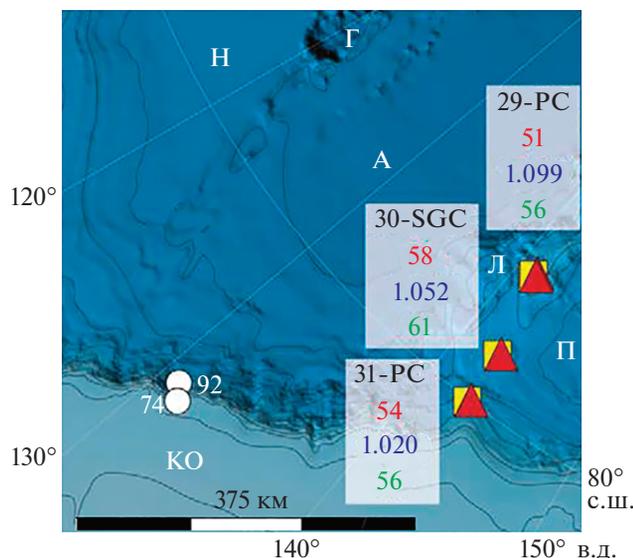


Рис. 8. Схема расположения станций замера теплового потока.

Показаны: пункты измерения теплового потока (треугольники красным), по [63]; грунтовые станции (квадраты желтым); тепловой градиент (цифры красным), средняя теплопроводность (цифры синим), тепловой поток (цифры зеленым); пункты измерения теплового потока (белые кружки с цифрами), по [68].

Обозначено: Н – котловина Нансена, Г – хр. Гаккеля, А – котловина Амундсена, Л – хр. Ломоносова, П – котловина Подводников, КО – континентальная окраина Евразии.

лосу влияния Хатангско-Ломоносовской зоны в районе южного крайнего звена хр. Ломоносова (в зоне его контакта с прогибом Северным), демонстрируют небольшой, но заметный пик на профиле расположения станций (рис. 8, красные треугольники), связанный с тепловой аномалией: $(56 \pm 6 - 53 \pm 11) - (61 \pm 12) - (56 \pm 6) M_w/m^2$ [63] (см. рис. 8, значения с севера на юг). Восточнее 130° в.д., практически на бровке шельфа, обращенной к котловине Амундсена, две станции (см. рис. 8, белые кружки) зафиксировали значения от 74 до $92 M_w/m^2$ [68].

Эпицентры землетрясений также зафиксированы вдоль рассматриваемой зоны разломов. На одной схеме ряд эпицентров за период 1909–2003 гг. располагается непосредственно в полосе Хатангско-Ломоносовской зоны, начиная от о-ва Бол. Бегичев (устье Хатангского залива) и далее на бровке шельфа восточнее осевой зоны хр. Гаккеля [15].

Из другой схемы следует, что концентрация и интенсивность землетрясений заметно выше к юго-западу от места пересечения Хатангско-Ломоносовской зоны с продолжением осевой линии хр. Гаккеля [5, 63] (рис. 9). В этой части Хатанг-

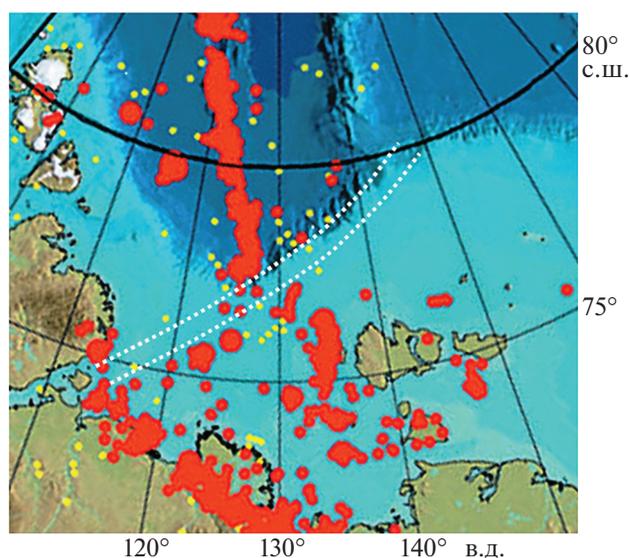


Рис. 9. Схема эпицентров землетрясений шельфа моря Лаптевых и прилегающих районов (по данным [5, 15, 63] с изменениями и дополнением).

Показано (пунктир белым): положение Хатангско-Ломоносовской зоны разломов.

ско-Ломоносовской зоны сейсмичность тяготеет к ее тыловому ограничению, доходя до устья Хатангского залива. Тогда как на северо-восточном фланге зоны разломов эпицентры землетрясений проявились вдоль ее внешней стороны, практически на склоне котловины Амундсена, протягиваясь до хр. Ломоносова, но их интенсивность заметно слабее, чем отмеченных выше. Это свидетельствует о различиях в современной геодинамической активизации юго-западного (Западно-Лаптевский рифтогенный бассейн) и северо-восточного фланга зоны разломов (обращенного к котловине Амундсена). Подтверждением этому служат как локализация очагов землетрясений, так и фокальные механизмы отдельных землетрясений, приведенные на схеме сейсмотектоники [14]. Однако следует подчеркнуть, что высказанные соображения о локализации землетрясений основаны на данных весьма редкой сети сейсмологических станций с ограниченной зоной охвата территорий. В этой связи большая часть арктического региона (включая шельф Восточной Арктики) ошибочно считается “немой” в отношении сейсмичности [5, 32]. Естественно, что такое упрощенное восприятие представлений о сейсмичности не позволяет объективно подойти к оценке сейсмотектонических событий, в том числе и в отношении их связи с множественными проявлениями метановых сипов и газовых шлейфов [2, 22].

Проведенный анализ данных батиметрии, потенциальных геофизических полей, сейсмичности, теплотрии и др. логически подводит к необходимости рассмотрения имеющихся, хотя и

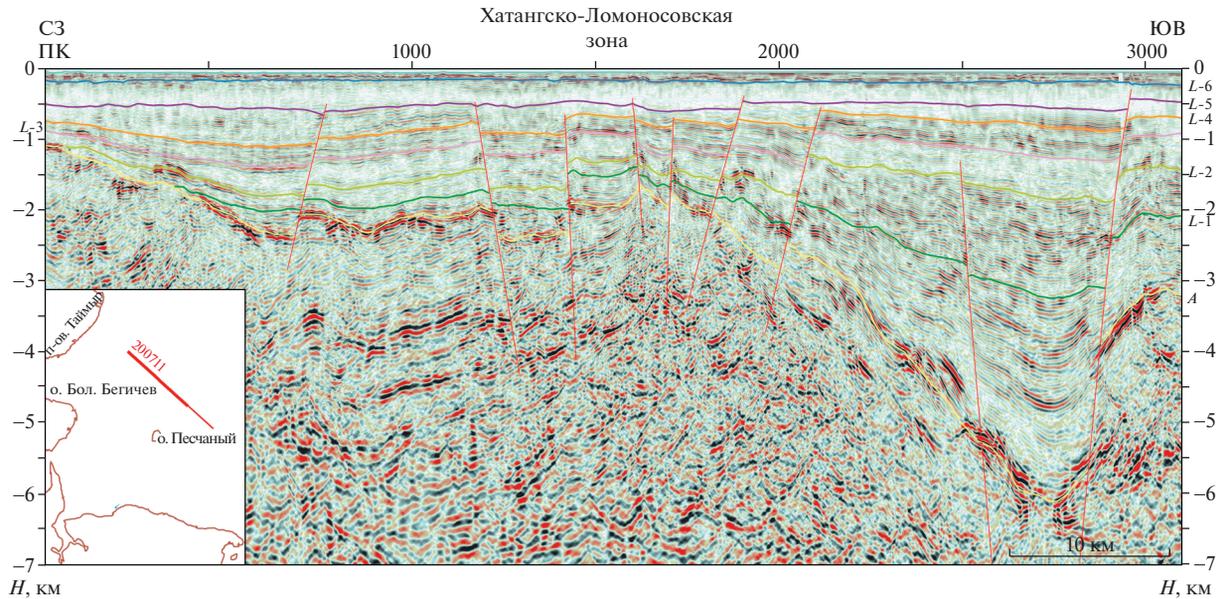


Рис. 10. Сейсмогеологический разрез по профилю МОВ ОГТ 200711 в юго-западной части Лаптевоморской континентальной окраины вкрест простирания Хатангско-Ломоносовской зоны разломов (по данным [39]). Сейсмические отражающие горизонты и сейсмокомплексы между ними: А-L1 – ниже-верхнемеловой, L1-L2 – верхнемеловой, L2-L3 – палеоцен–эоценовый, L3-L4 – верхнеолигоцен–среднемиоценовый, L4-L5 – средне-верхнемиоценовый, L5-L6 – дно моря – плиоцен–четвертичный.

немногочисленных, сейморазведочных материалов МОВ ОГТ, непосредственно характеризующих основные элементы структуры зоны тектонического сопряжения континентальная окраина/глубоководный бассейн рассматриваемого сектора Арктики.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ В ЗОНЕ СОПРЯЖЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Хатангско-Ломоносовская зона разломов

Как показывает проведенный нами интерпретационный анализ структуры аномальных геофизических полей и результатов сейсмических исследований, Хатангско-Ломоносовская зона разломов представлена серией эшелонированных или кулисообразно расположенных субпараллельных разломов различной амплитуды и комбинированной кинематики. Отрезки нарушений аналогичного простирания отмечаются южнее и на остальной части Лаптевоморского шельфа, о чем наглядно свидетельствует структура аномального магнитного поля (см. рис. 6).

Мы приводим наиболее характерные черты тектоники, присущие отдельным звеньям Хатангско-Ломоносовской зоны, указывающие на проявление того или иного кинематического типа перемещений по ней.

На фрагменте сейсмического разреза, расположенного в западной части моря Лаптевых, на

выходе из Хатангского залива, и пройденного вкрест простирания рассматриваемой зоны разломов, зафиксирована веерообразная серия нарушений общей шириной ~25–30 км (рис. 10). Она осложняет вершину ступенеобразного поднятия на борту Западно-Лаптевского рифтогенного бассейна и представлена обратными сбросами. Запечатленная тектоническая ситуация по всем признакам характеризует сдвиговый облик этого отрезка Хатангско-Ломоносовской зоны. Такая картина типична для сдвигов в земной коре и отчетливо отражена в виде верхней части цветковой структуры нарушений. Различия в мощности коррелятивных стратиграфических комплексов на различных структурных уровнях и изменения гипсометрических отметок фундамента по обе стороны разломов свидетельствуют о сдвиговой природе разломов [38]. Аналоги такой сейсмической картины волнового поля имеются и в других регионах [69]. Левосторонние сдвиговые перемещения в новейшее время в этой части континентальной окраины по рассматриваемой зоне недавно были подтверждены результатами сейсмоакустических работ [3]. Подобная тектоническая ситуация сохраняется на отрезке Хатангско-Ломоносовской зоны до ее пересечения с осевой зоной спрединга хр. Гаккеля. Смена правостороннего сдвигового режима в разломной зоне на противоположный левосторонний характер в новейшее время, согласно работе, отражает смену геодинамической обстановки в регионе в резуль-

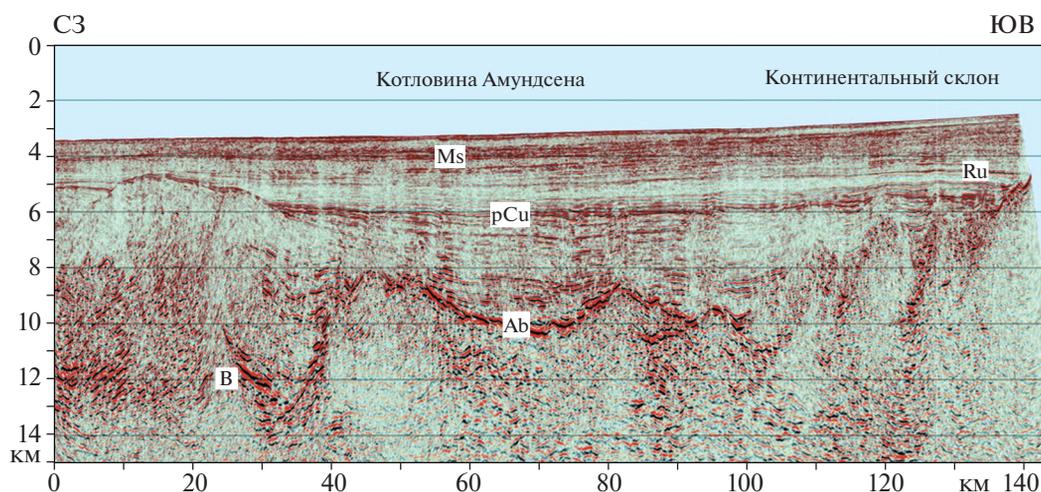


Рис. 11. Сейсмический разрез МОВ ОГТ по профилю LAT1403 (ОАО «МАГЭ», Россия) в зоне сочленения котловины Амундсена с континентальной окраиной.

На разрезе (на латинице): Ab — акустический фундамент, B — базальтоидные тела.

Несогласия в осадочном чехле (в основании осадочного чехла отчетливо видна ступенчатая система блоков, смещенных по листрическим сбросам): pCu — посткампанское, Ru — предмиоценовое, Ms — мессинское.

тате изменения направления движения северо-западной части Тихоокеанской плиты с северного на западное в момент времени ~46 млн лет назад [21].

Далее на северо-восток зона разломов тянется в полосе, тяготеющей к бровке шельфа и несколько смещенной к склоновой части котловины Амундсена, где она наиболее четко маркируется аномалиями в потенциальных геофизических полях. Сейсмический разрез несколько не доходит непосредственно до рассматриваемой зоны разломов, но, судя по всему, находится в зоне ее сбросового влияния (рис. 11). Он освещает строение осадочного чехла и фундамента, залегающего под нижней частью склона, подножьем и юго-восточным краем котловины Амундсена. На разрезе достаточно отчетливо запечатлена система ступенчатых сбросов континентального фундамента, сменяющегося в котловине сооружениями структур, обусловленных интрузивным магматизмом, по всей видимости связанного с наиболее молодой фазой спрединговых процессов. Поверх блоков фундамента, судя по волновой сейсмической картине, распространены потоки базальтоидных образований, они же присутствуют в перекрывающем синрифтовом комплексе отложений. Учитывая положение базальтоидов в подошве отложений при общей мощности осадочного чехла 6–7 км, скорее всего их возраст можно оценить как меловой (апт–альбский (?)). Магматизм аналогичного возраста известен на поднятиях Земля Франца-Иосифа, Де-Лонга и в Анжуйско-Новосибирском рифте [38].

На сейсмическом разрезе по профилю А-7 отображается характер сочленения хребта Ломо-

носова с континентальной окраиной через сложно-построенную Хатангско-Ломоносовскую зону (рис. 12, рис. 13). Положение этой зоны разломов однозначно определяется по нарушенной структуре волнового поля на сейсмическом разрезе в интервале 360–390 км, связанных с ним графикам аномалий естественных физических полей и желобообразному углублению в рельефе дна. Разломы этой зоны на сейсмическом разрезе более четко проявлены в нижней половине осадочного чехла, тогда как в верхней части они становятся менее выразительными и видимо трансформируются в разломы с малой амплитудой смещения или в нарушения, обусловленные трещиноватостью. Затухание деформаций осадочной толщи в верхней позднекайнозойской части разреза объясняется прекращением правостороннего сдвигового режима в разломанной зоне, вызванного отмеченным выше изменением направления движения Тихоокеанской литосферы и переходом спрединга Евразийского бассейна в ультрамедленную фазу, начиная с 46 млн лет назад. Конседиментационный характер развития и оживление под воздействием сейсмотектонических событий объясняет формирование разломов с малой амплитудой смещений или нарушений. Именно к этой зоне разломов приурочен резкий перепад и максимальный раздув суммарной мощности проградационных комплексов кайнозоя, продвижение которых отмечается в северном направлении (см. рис. 13). Общая мощность отложений, включая меловые, достигает ~8 км.

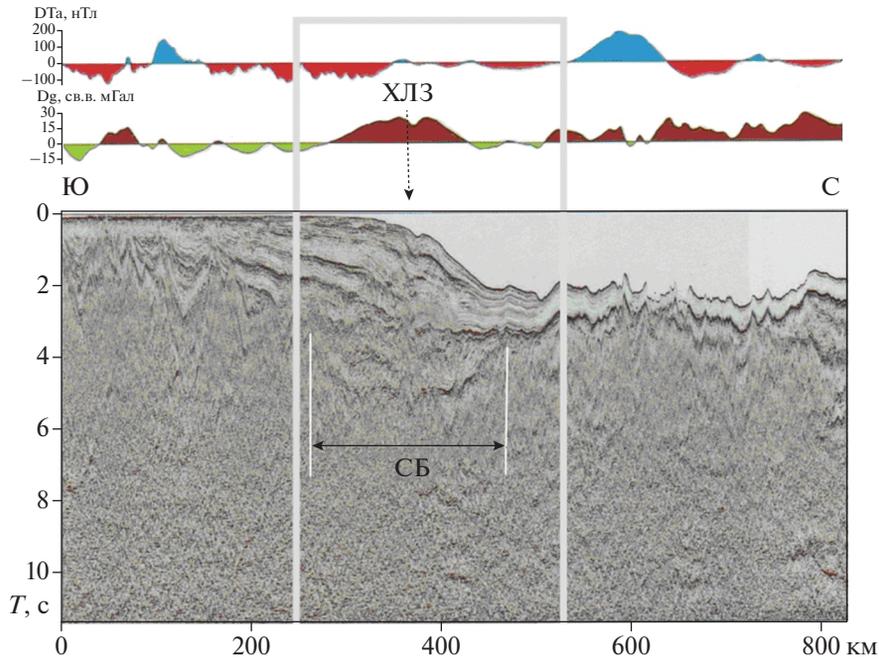


Рис. 12. Сейсмический разрез МОВ ОГТ по региональному профилю А-7 (ОАО “МАГЭ”, Россия). Показаны (над разрезом): графики аномального гравитационного (мГал) и магнитного (нТл) полей. Обозначено: ХЛЗ — Хатангско-Ломоносовская зона разломов; СБ — Северный бассейн.

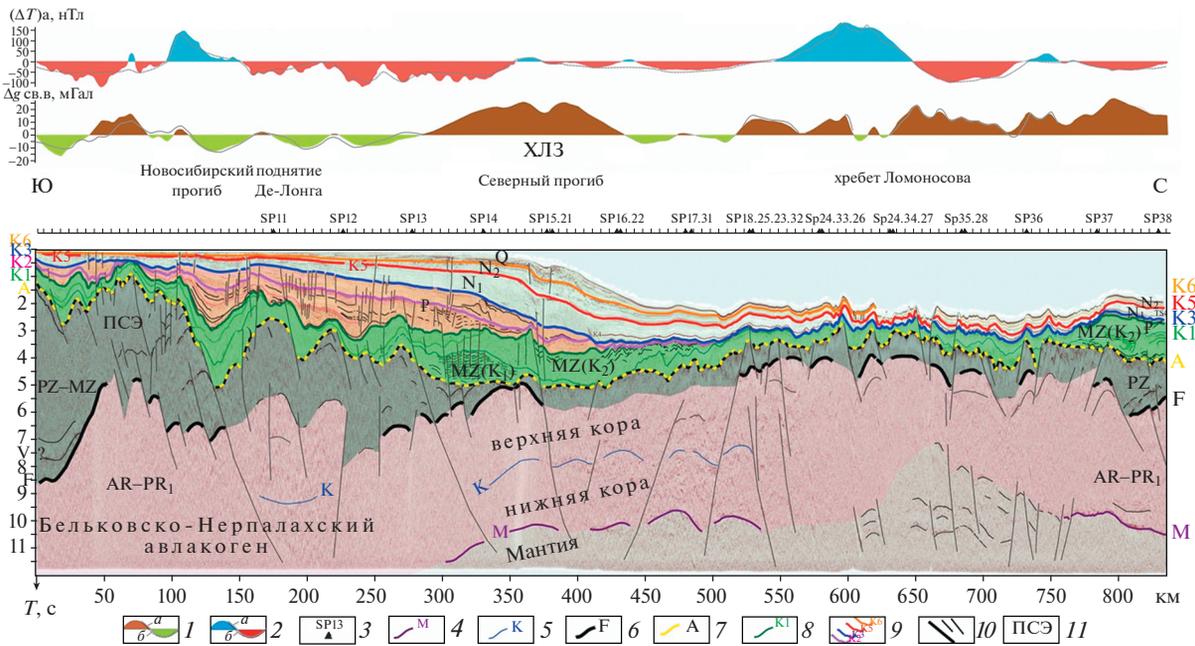


Рис. 13. Комплексная сейсмогеологическая модель земной коры и верхней мантии по линии профиля А-7 (по данным [9]).

1 — графики аномалий гравитационного поля: *a* — измеренного, *b* — модельного (редукция в св. в.); 2 — графики аномалий магнитного поля: *a* — измеренного, *b* — модельного; 3 — профиль ГСЗ “Арктика 2007”; 4–5 граница: 4 — кора–мантия (Мохо), 5 — нижняя кора–верхняя кора; 6–7 — поверхность фундамента: кристаллического (AR–PR₁), 7 — акустического (PZ–MZ); 8 — кровля синрифтовых отложений (отражающий горизонт K1); 9 — отражающие горизонты, приуроченные к поверхностям несогласия (K2–K6) в пострифтовой толще осадочного чехла; 10 — дизъюнктивные нарушения; 11 — ПСЭ — промежуточный структурный этаж

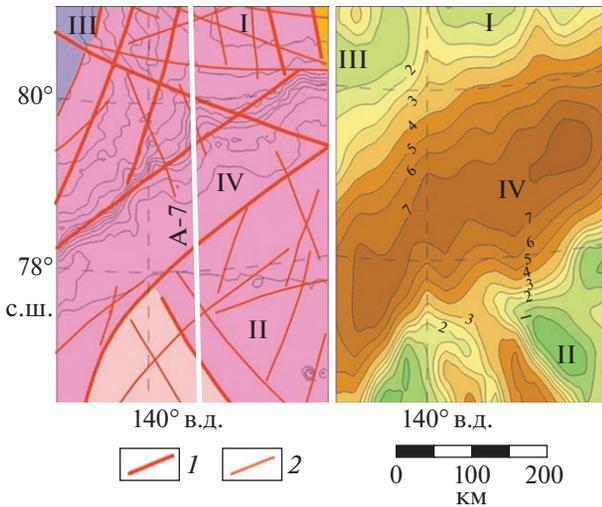


Рис. 14. Схема разломов и мощности осадочного чехла в зоне сочленения хребта Ломоносова с континентальной окраиной Сибири по результатам сейсмогравитационного моделирования (по данным [26], с изменениями и дополнениями). Показан (линия белым) профиль А-7. Обозначено (римские цифры): хребт Ломоносова – I, континентальная окраина Сибири – II, котловина Амундсена – III, прогиб Северный – IV. 1 – глубинные разломы, 2 – прочие нарушения

Бассейн Северный

Бассейн закартирован сейсмическими исследованиями сравнительно недавно. Особое значение в этой связи имеет проведение комплекса геолого-геофизических исследований по профилю А-7, проложенному от Новосибирского архипелага и далее на север практически вдоль хребта Ломоносова [9] (см. рис. 5, см. рис. 12, см. рис. 13). Сейсмический разрез по этому профилю, как отмечалось выше, позволил выявить в зоне сочленения хребта Ломоносова с континентальной окраиной наличие палеобассейна Северного мелового возраста, перекрытого непрерывно прослеживаемыми с шельфа преимущественно кайнозойскими комплексами осадочного чехла.

Проведенное сейсмогравитационное моделирование показало, что суммарная мощность осадочного чехла в этом прогибе может превышать 8 км [26]. Он простирается практически вдоль бровки шельфа в сопровождении выделенных глубинных разломов согласованной ориентировки (рис. 14).

По данным сейсмических исследований в работе [31] приведена уточненная версия карты рельефа акустического фундамента, подтвердившая не только структурно-тектоническую позицию прогиба Северного, но и в целом сходные гипсометрические отметки подошвы осадочного чехла (рис. 15).

Рассмотрение новых материалов сейсмических исследований и различных вариантов карт

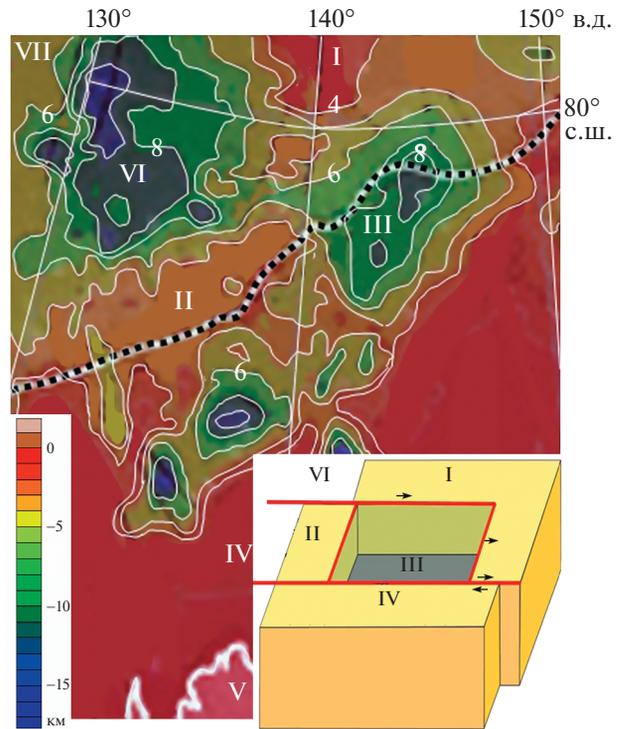


Рис. 15. Схема глубин акустического фундамента области сочленения хребта Ломоносова и котловины Амундсена с континентальной окраиной Сибири (по данным [31], с изменениями и дополнениями). На врезке: кинематическая модель (авторов данной статьи) образования бассейна Северный. Показана (пунктир) бровка шельфа. Обозначено (римские цифры): хребт Ломоносова – I, отсоединившиеся блоки хребта Ломоносова – II, бассейн Северный – III, континентальная окраина – IV, Новосибирский архипелаг – V, юго-восточный сегмент котловины Амундсена – VI, хребт Гаккеля – VII.

рельефа фундамента, мощности осадочного чехла и стратификации его сеймокомплексов позволяет считать, что заложение Северного прогиба, локализованного в зоне сочленения хребта Ломоносова с шельфом Евразии, происходило в меловое время [18, 25, 26, 31]. Касаясь его тектонической природы и позиции как пограничной структуры, следует заметить, что, по существу, это – типичный пример рифтогенного бассейна, “зажатого” между сброшенными блоками акустического фундамента континентальной окраины, – с одной стороны, и хребта Ломоносова – с другой стороны (см. рис. 12, см. рис. 13). Ширина бассейна по профилю А-7 составляет около 200 км. В его срединной части в рельефе поверхности акустического фундамента и низов осадочного чехла выделяется структура с ясно выраженным V-образным профилем глубиной 1.5–2.0 км. Плечевые уступы образованы серией ротационных блоков. На разрезе в волновой картине акустического фундамента отчетливо проявлены многочисленные листрические субпараллельные нарушения –

со стороны континентальной окраины они падают на север, а со стороны хребта Ломоносова они падают в южном направлении, сходясь, в нижней коре над выступом мантии. Симметрия бассейна просматривается в графиках потенциальных геофизических полей в общих чертах (см. рис. 12, см. рис. 13), тогда как положение Хатангско-Ломоносовской зоны однозначно определяется на этих графиках и отражено в виде желобообразного углубления в рельефе дна, свидетельствуя об унаследованности новейших структурообразующих процессов.

Как показывают сейсмические данные, эпиконтинентальный рифтинг в этом прогибе был взаимосвязан с одновременно раскрывавшимся смежным крайним юго-восточным сегментом котловины Амундсена. Судя по тектонической позиции, конфигурации морфологических элементов рельефа подошвы осадочного чехла, распределению мощностей отложений и сбросовой тектонике, образование и развитие Северного прогиба шло по сценарию, сходному с эволюцией присдвиговых бассейнов, описанных в известных публикациях [8, 34]. Анализ выполненных независимых построений и геолого-геофизических данных свидетельствует о том, что бассейн Северный относится к категории бассейнов сдвиго-раздвигового типа, заложенного в апт–альбское время, и его формирование было продолжено в позднем мелу–раннем кайнозое (см. рис. 14, см. рис. 15).

Рифтогенез этого периода предварялся и сопровождался фазами плюмового магматизма и этими процессами, особенно контрастно проявившимися в апт–альбское время, был охвачен практически весь арктический регион, включая, как показывают полученные нами новые сейсмические данные, и формирующийся Евразийский бассейн [1, 18, 25, 27, 38].

Низы осадочного чехла представлены меловыми толщами и характеризуют отложения Северного палеопрогиба. По отражениям, указывающим на деформированность нижнемеловых отложений, бассейн Северный подвергался компрессионному воздействию в среднемеловое (в после апт–альбское) время (см. рис. 12, см. рис. 13). Вместе с тем, в поле влияния разломов Хатангско-Ломоносовской зоны в отложениях просматриваются наиболее заметные амплитудные складки, что дает основание для вывода об их транспрессионном происхождении.

Южный сегмент Евразийского Бассейна

В бортовых зонах Евразийского бассейна, как со стороны хребта Ломоносова, так и с притаймырской стороны на разрезах, отчетливо выражена устойчивая картина систематических сбросов

блоков основания осадочного чехла, направленных к осевому центру рассматриваемого бассейна (рис. 16).

Из анализа сейсмической картины следует, что в раннем мелу в осевой зоне был сформирован достаточно мощный комплекс соответствующих отложений единого рифтогенного бассейна, впоследствии разделенный по депоцентру валобразным поднятием фундамента на месте будущего хребта Гаккеля. Непрерывная система сбросенных блоков фундамента структур обрамления, возникшая под воздействием значительного растяжения земной коры, занимает практически весь южный сегмент Евразийского бассейна, в котором отсутствуют регулярные полосовые магнитные аномалии (см. рис. 16, врезка). В процессе формирования валобразного поднятия фундамента на месте будущего хребта Гаккеля максимальные мощности апт–альбских отложений, как и их депоцентры, оказались сосредоточены непосредственно в смежных прилегающих районах по западную и восточную стороны этого поднятия с налеганием на его фланги нижнемеловых осадочных комплексов. Приведенные данные свидетельствуют о континентальной природе блоков основания осадочного чехла рассматриваемого сегмента Евразийского бассейна, в том числе — в гребневой части поднятия акустического фундамента хребта Гаккеля, включая узкую зону его рифтовой долины. Признаков, характерных для океанического фундамента в волновой картине на сейсмических разрезах в этом сегменте Евразийского бассейна не обнаруживается. К сходным выводам приходит В.А. Поселов с соавт. [29], обсуждая природу блоковых структур востока впадины Амундсена.

Вместе с тем сейсмические разрезы демонстрируют отсутствие здесь как обширной площадной складчатости в низах меловых отложений, так и ее дислокационных признаков в акустическом фундаменте. Выделяется только область локализованной деформированности апт–альбских отложений, располагающаяся исключительно в наиболее глубоком (западном) депоцентре бассейна Амундсена и прилегающая к поднятию блоков основания хребта Гаккеля (рис. 17). Отмеченное позволяет считать, что данная складчатость возникла в обстановке сжатия, вызванного формированием (ростом) валобразного поднятия основания чехла на месте будущего хребта Гаккеля в условиях одновременного завершения растяжения в бассейне Амундсена. Это привело к образованию четко выраженного несогласия в отложениях чехла на рубеже нижнего и верхнего мела, запечатленного на сейсмическом разрезе в виде хорошо прослеживаемого отражающего горизонт. В позднемеловое время депоцентр переместился восточнее, ближе к хребту Ломоносова и был зафиксирован в кайнозое.

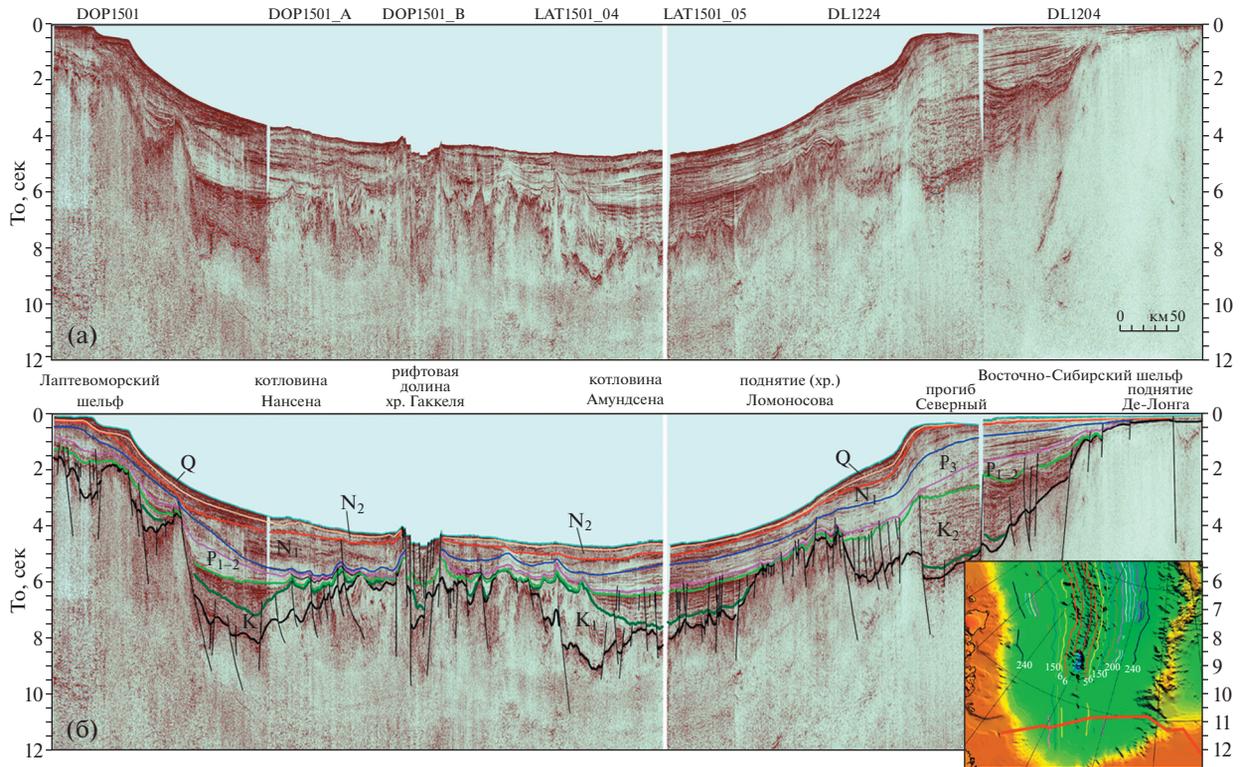


Рис. 16. Составной сейсмогеологический разрез через южный сегмент Евразийского бассейна (ОАО “МАГЭ”, Россия). На врезке: положение разреза и линейные магнитные аномалии, по [30]. Показано: K_2 – апт–альбский вулканогенно-осадочный комплекс.

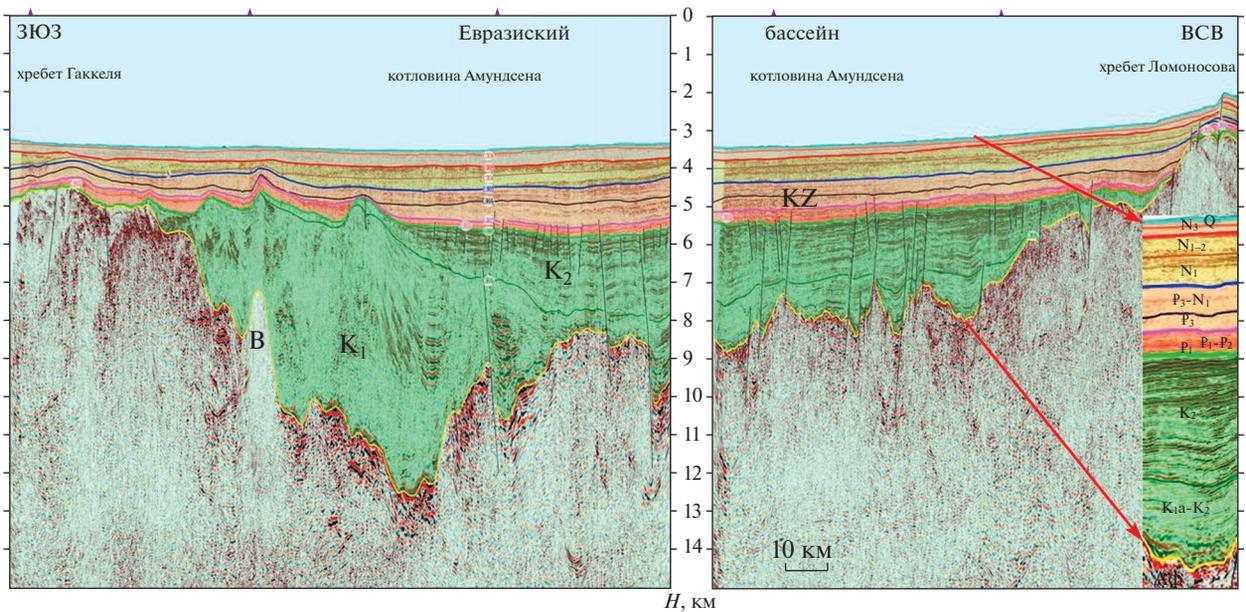


Рис. 17. Детализированный глубинный (км) сейсмогеологический разрез по профилю LAT1501 (ОАО “МАГЭ”, Россия) хребет Гаккеля – котловина Амундсена (юго-восточный сегмент Евразийского бассейна) – хребет Ломоносова. Обозначено (на латинице): В – интрузия.

Следующий этап рифтогенной активизации, судя по структуре отложений на сейсмических разрезах, проявился на временном отрезке конец мела—палеоцен с захватом эоцена. Важно подчеркнуть, что большинство нарушений, как в котловине Амундсена, так и в котловине Нансена, затухает именно в отложениях указанного возраста. Помимо этого, в диапазоне отмеченного возрастного интервала осадочного чехла на разрезе наблюдается структурный ряд форм в виде своеобразных зубьев, расположенных над склонами основания чехла обоих флангов хребта Гаккеля. Эти структуры обозначили фазу конседиментационного сбросообразования, направленного к его осевой зоне, что можно квалифицировать как подготовительный этап к формированию осевой рифтогенной зоны. Данные тектонические процессы происходили на фоне продолжающегося роста поднятия основания хребта в условиях снижающихся темпов осадконакопления, акцент которого смещался к периферии бассейна. Зафиксированные пилообразные структурные формы чехла впоследствии были перекрыты и сглажены отложениями кайнозоя (см. рис. 16, см. рис. 17).

Наиболее контрастное смещение депоцентров осадконакопления происходило в котловине Амундсена, что свидетельствует о преимущественной доминанте растяжения литосферы в восточной части Евразийского бассейна по сравнению с западной частью (см. рис. 16, разрез). Такая асимметрия в структуре растяжения литосферы Евразийского бассейна очевидным образом вытекает из базовой геодинамической модели эволюции, в которой происходит одностороннее растяжение литосферы от восходящего мантийного потока в сторону Тихоокеанской зоны субдукции за счет вязкого волочения литосферы возвратным мантийным течением [19–21].

Финальная фаза рифтогенеза, перешедшая в спрединг и обусловившая образование собственной рифтовой долины продвинувшейся сюда осевой зоны хребта Гаккеля, связывается с поздним отрезком неотектонического этапа (несколько миллионов лет назад). В этой связи, в некоторых интервалах сейсмических разрезов на поднятии основания хребта Гаккеля отмечаются единичные проникновения протрузий из него в осадочный чехол, по облику на разрезах сопоставимых со штоками и дайками, которые и определяют положение полосовых магнитных аномалий, оконтуривающих осевую зону (см. рис. 17).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотренные геофизические общерегиональные данные и сейсмические материалы локализованного уровня дают основание утверждать, что Хатангско-Ломоносовская зона представляет собой геодинамическую границу с комбиниру-

ванной кинематикой преимущественно сбросово-сдвигового типа. Тектоническая позиция, унаследованность, протяженность и эшелонированность звеньев Хатангско-Ломоносовской зоны свидетельствуют о ее непрерывно-прерывистом характере развития, как это происходило в зоне сдвига в земной коре Чукотско-Аляскинского шельфа [38]. Мы полагаем, что аналогичная характеристика присуща звеньям зоны разломов на гренландско-канадском окраинно-континентальном обрамлении Американо-Аляскинского бассейна. Сейсморазведкой в этой зоне установлено чередование и комбинирование структур, обусловленных процессами сбросообразования и сдвиго-раздвига [46, 54]. При этом характерной особенностью является то, что возникшие дислокации затрагивают как континентальную (внутреннюю), так и океаническую (внешнюю) части зоны разломов.

Таким образом, реализация движений по Гренландско-Канадской и Хатангско-Ломоносовской зонам сдвига обозначила переход к новой блоковой структуре литосферы с обособлением Американо-Аляскинской микроплиты в арктическом регионе в позднем мелу—раннем кайнозое [20, 38]. Американо-Аляскинская микроплита объединила блоки Аляски, Канадской котловины, Чукотского поднятия, поднятия Альфа—Менделеева, котловин Подводников и Макарова, и хребта Ломоносова.

Время проявления правосдвиговых перемещений по Хатангско-Ломоносовской зоне при-Сибирского окончания хребта Ломоносова можно соотносить с процессами общего рифтогенного и значительного по масштабам растяжения континентальной коры южного сегмента Евразийского бассейна в меловое и раннекайнозойское время, в пользу чего свидетельствуют выполненные нами построения распределения мощности осадочного чехла в рассматриваемом регионе [18] (рис. 18). Из этой схемы следует, что характер конфигурации распределения мощности осадочного чехла подчинен правосдвиговому смещению вдоль внешней стороны Хатангско-Ломоносовской зоны, достигающей до Северного прогиба (см. рис. 18). Амплитуда растяжения континентальной коры в этой части Евразийского бассейна значительно превосходила амплитуду растяжения континентальной коры на Лаптевоморской окраине.

Следует отметить, что напряжения сдвига-сжатия, возникшие при движении хребта Ломоносова вдоль Хатангско-Ломоносовской зоны, в геодинамическом плане, несмотря на структурные различия, были подобны условиям формирования Западно-Шпицбергенского и Эуреканского складчато-надвиговых поясов, обусловленным режимом транспрессивных взаимоотношений между Гренландией и Свальбардской плитой в первой половине кайнозоя [36]. Как следствие

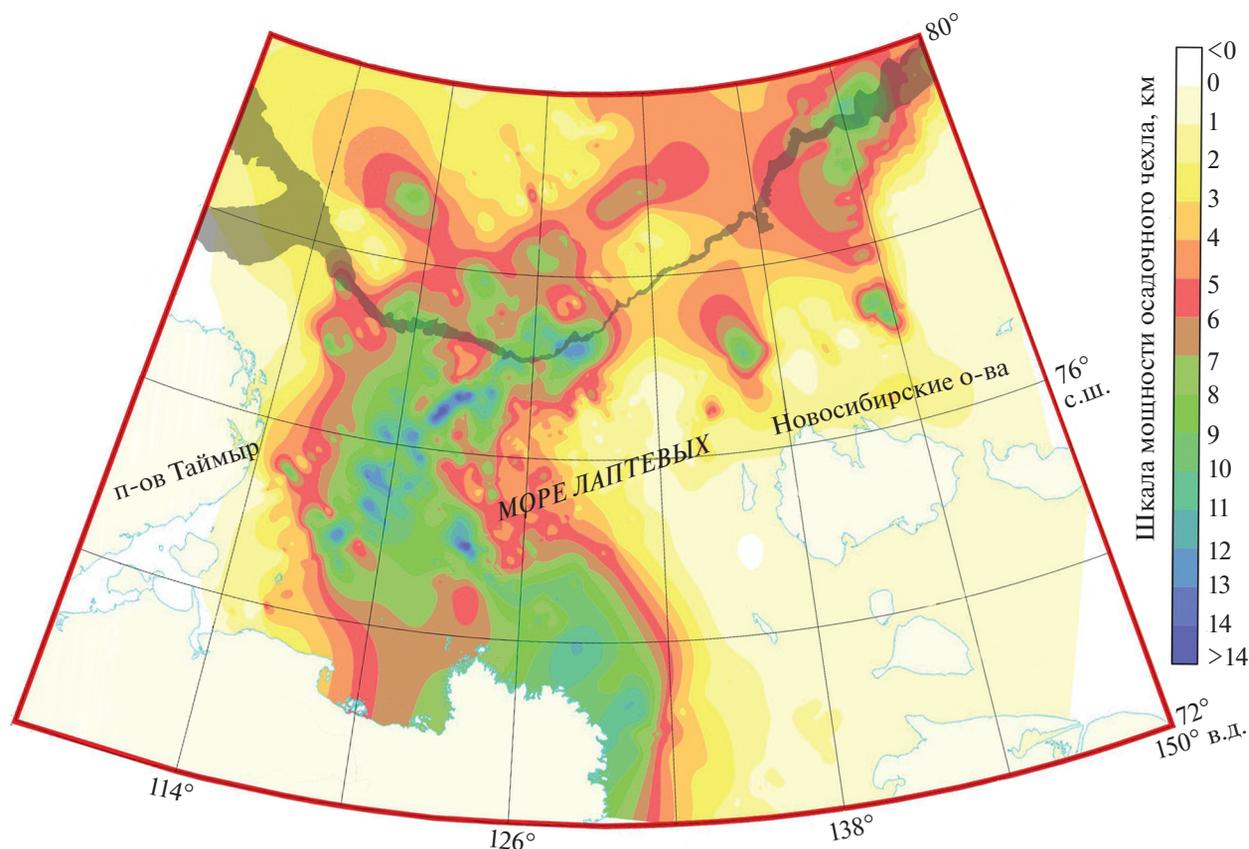


Рис. 18. Схема общей мощности мел–кайнозойского осадочного чехла зоны сопряжения Евразийского бассейна с Лаптевоморской континентальной окраиной (по данным [18] с изменениями).

были сформированы пликативные и дизъюнктивные дислокации осадочного чехла, коррелируемые по времени образования с фазами раннего этапа развития Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов и отчетливо запечатленные в обнажениях Западного Шпицбергена [36, 37].

Геолого-геофизические данные свидетельствуют о синхронизации рифтинга в Евразийском бассейне с заложением Западно-Лаптевской рифтовой системы [9, 16, 18]. По результатам бурения скважины АСЕХ (IODP) [41] это событие завершилось в интервале примерно 65.5–56.2 млн лет назад и ознаменовалось на хребте Ломоносова эрозией отложений, что отмечено в разрезе посткампанским-предпозднепалеоценовым несогласием. После этого начался спрединг в формирующемся Евразийском бассейне, в процессе которого хребет Ломоносова испытывал погружение ниже уровня моря вплоть до среднего эоцена. В дальнейшем выведение хребта Ломоносова вновь на уровень моря или выше происходило в течение наиболее длительного ~26 млн лет, по [41], предмиоценового перерыва.

В соответствии с принятой стратификацией основных отражающих горизонтов [9, 16, 25, 41], а также по положению проградационных комплексов кайнозоя на разрезе А-7, растяжение земной коры со сбросообразованием в южном фланге хребта Ломоносова произошло в конце пред-миоцена или после значительного предмиоценового перерыва в осадконакоплении. Формирование желоба (новейшего) в рельефе дна непосредственно над Хатангско-Ломоносовской зоной, по нашему мнению, происходило под влиянием незначительного по масштабу проявления унаследованного механизма сдвига-раздвига.

Хатангско-Ломоносовская зона разломов по всем характеристикам, как и Шпицбергенско-Северогренландская, является трансрегиональной, т.е. участвующей в строении ряда разнородных структур литосферы. Подобные сдвиговые зоны в контексте разрабатываемой нами геодинамической модели являются основными элементами глубинной геодинамики литосферных преобразований, сопровождающих действие верхнемантийной конвективной ячейки [20, 21] (рис. 19). Вместе с тем, такие зоны сдвигов или скольжения, как отмечается в работе [35], характерны

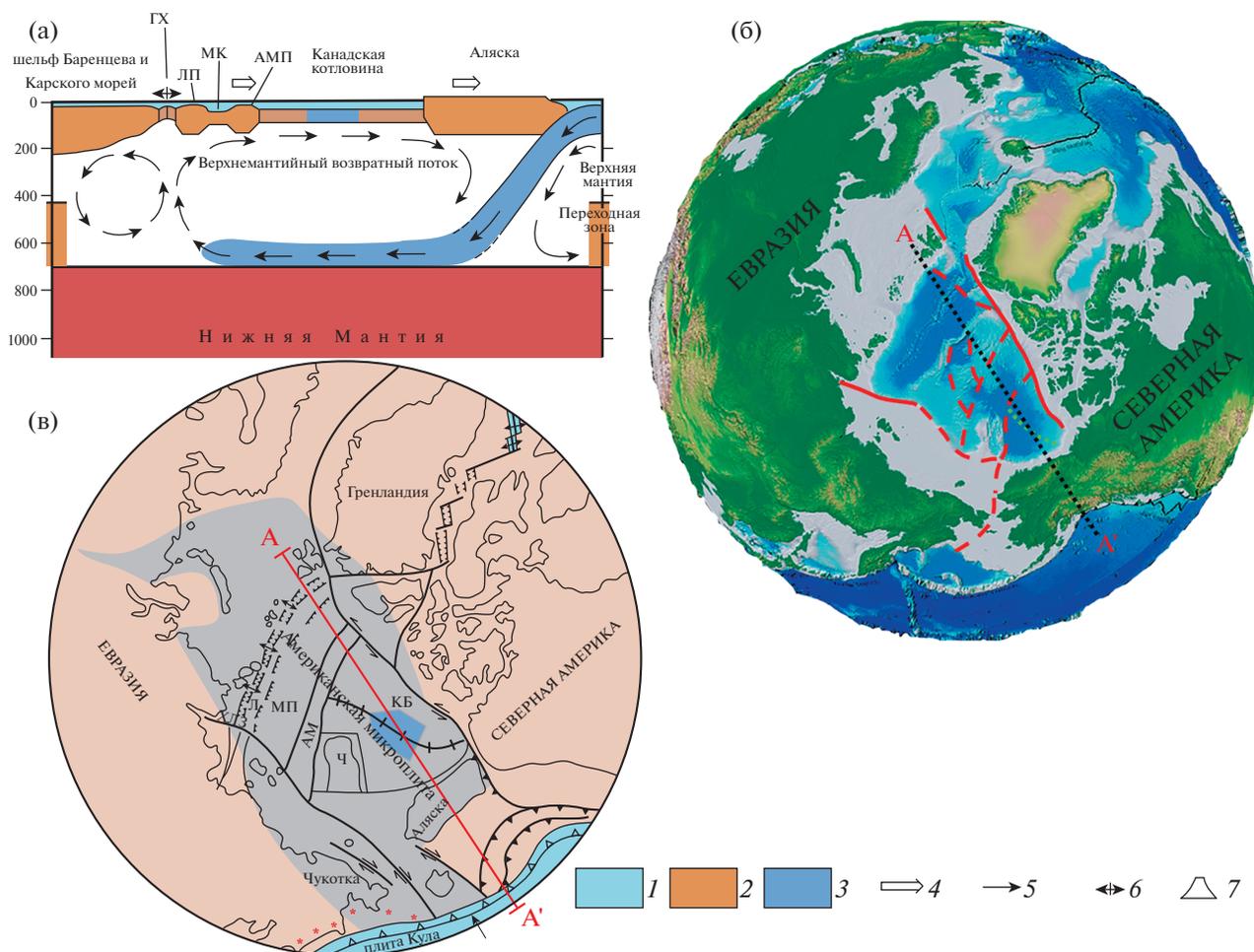


Рис. 19. Глубинная геодинамическая модель верхнемантийной конвективной ячейки, сопряженной с Тихоокеанской зоной субдукции (составлено по данным [19, 21, 38], с изменениями и дополнениями).

(а) – модельный глубинный геодинамический разрез; (б) – показаны: линия модельного глубинного геодинамического разреза (точки черным) и положение сдвиговых зон (красным), задействованных при раскрытии океана в Арктике; (в) – палеотектоническая реконструкция на момент перед раскрытием Евразийского бассейна (60 млн лет).

На (а) обозначено: ГХ – положение будущего хребта Гаккеля в формирующемся Евразийском бассейне; ЛП – поднятие Ломоносова; МК – котловина Макарова; АМП – поднятие Альфа–Менделеева;

На (в) обозначено: Е – формирующийся Евразийский бассейн; Л – блок хребта Ломоносова; ХЛЗ – Хатангско-Ломоносовская зона; МП – бассейн Макарова-Подводников; АМ – поднятие Альфа–Менделеева; КБ – Канадский бассейн; Ч – Чукотское поднятие.

1 – осадочный чехол и водный слой; 2 – континентальная литосфера; 3 – океаническая литосфера; 4 – направление движения Амеразийской микроплиты; 5 – векторы перемещения верхнемантийных потоков; 6 – осевая зона спрединга Евразийского бассейна; 7 – островодужный вулканизм

для окраинно-континентальных геодинамических обстановок на границах взаимодействия плит и микроплит.

Установленные геолого-геофизическими исследованиями в Арктике сдвиговые зоны объясняют формирование таких глубоководных бассейнов, как Макарова, Норвежско-Гренландский и рассматриваемый Евразийский [43, 50, 51, 67].

Причина их формирования и соответствующих трансформаций литосферы, по нашему предположению, лежит в глубинной геодинамике, обусловленной процессами перемещения подлито-

сферных мантийных масс конвективной ячейкой в сторону Тихоокеанской зоны субдукции. Это вызывает соответствующий тянущий момент и ползучесть самой литосферы с сопровождающими ее эффектами растяжения в одних местах и деформациями сжатия в других местах, в пределах одной и той же плиты. В данном случае ею является новообразованная композизная Амеразийская микроплита, которая перемещалась по примерно параллельным крупным зонам сдвигов на краях Канадского арктического и Сибирско-Чукотского шельфов в сторону Пацифики [20, 38] (см. рис. 19).

Разработанная нами геодинамическая модель верхнемантийной конвекции в виде горизонтально вытянутой циркуляционной ячейки, сопряженной с зоной субдукции Тихоокеанской литосферы и простирающейся от нее в континентальные области на несколько тысяч км, охватывает Арктику, Северо-Восточную и Центральную Азию [19–21]. Модель позволяет объяснить смену режимов деформаций литосферы этих регионов, включая Хатангско-Ломоносовскую зону, в позднем мелу и кайнозое как результат изменения направления и скорости субдукции северо-западной части литосферы Тихого океана [20].

В нашей модели, интенсивность возвратного подлитосферного течения вещества конвективной ячейки, направленного от континента в сторону Тихого океана, пропорциональна скорости субдукции Тихоокеанской литосферы в соответствующем сегменте зоны субдукции. Скорость субдукции равна скорости ортогональной составляющей движения плиты по отношению к данному сегменту зоны субдукции. Исходя из кинематики литосферных плит в северо-западной части Тихого океана, основанной на геометрии и возрастном тренде вулканов, составляющих Гавайско-Императорский хребет, рассматриваемый как вулканический след от движения плиты над горячей точкой, северо-западная часть Тихоокеанской литосферы на временном интервале от 85 до 47.5 млн лет тому назад двигалась в северном направлении в виде плиты Кула со скоростью больше 10 см/год, погружаясь в мантию в Алеутской зоне субдукции ортогонально ее простираению [20]. Сопряженная с этим процессом верхнемантийная циркуляционная ячейка охватывала весь Арктический регион, приводя к смещению обособившейся Американо-Северо-Американской микроплиты в сторону Пацифики. Это движение Американо-Северо-Американской микроплиты сопровождалось рифтогенезом и отрывом хребта Ломоносова от Баренцево-Карской окраины, раскрытием Евразийского бассейна в тылу хребта и трансформными смещениями — правосторонними вдоль Хатангско-Ломоносовской зоны и левосторонними вдоль Шпицбергенско-Северогренландской разломной зоны (см. рис. 19).

Однако, ~47 млн лет назад кинематика плит в северо-западной части Тихого океана радикально изменилась, о чем свидетельствует резкий излом в простирании Гавайско-Императорского хребта, и направление движения Тихоокеанской литосферы сменилось с субмеридионального на субширотное, ортогональное к простираению Курило-Камчатской и Японской зон субдукции. С этого момента интенсивность циркуляции верхнемантийной ячейки под Арктикой значительно снизилась, с чем связано резкое падение скорости спрединга в Евразийском бассейне, приуроченное к временному рубежу ~46 млн лет тому назад [20].

Одновременно с этим увеличилась интенсивность конвективной циркуляции в верхней мантии под Северо-Восточной Азией, что привело к прекращению правосторонних смещений в Хатангско-Ломоносовской зоне, возникновению Байкальской рифтовой зоны и других рифтовых систем Восточной и Центральной Азии [19].

Таким образом, смещение хребта Ломоносова относительно Евразийской окраины вдоль Хатангско-Ломоносовской трансформной зоны, которое произошло от позднего мела до раннего кайнозоя, сопровождающая развитие в это время активного рифтинга и последующего спрединга в Евразийском бассейне на хребте Гаккеля, прекратилось в среднем эоцене одновременно с переходом спрединга в ультрамедленную фазу. Следовательно, с этого момента можно считать континентальное поднятие Ломоносова частью континентальной окраины Евразии. Резкое уменьшение интенсивности верхнемантийной циркуляции под Арктикой и ее возрастание под литосферой Северо-Восточной Азии, обусловленное кинематической перестройкой движения литосферных плит Тихого океана, привело к возникновению широкого поля рассеянных деформаций. Эти деформации охватили Арктику и Северо-Восточную Азию, которые вместе составили общий сегмент литосферы, принадлежащий одновременно Евразийской и Северо-Американской плитам без выраженных границ плит между ними [19]. Поэтому Американо-Северо-Американская микроплита после перестройки кинематики плит Тихого океана и соответствующей реорганизации верхнемантийной циркуляции вошла в состав Евразийской окраины с переходом от режима сосредоточенных сдвиговых деформаций в линейной Хатангско-Ломоносовской зоне к режиму рассеянных площадных внутриплитных деформаций.

В недавно опубликованных статьях [65, 72] предложенная субдукционно-конвективная модель эволюции Арктики получила независимое подтверждение по результатам геохимических исследований состава базальтов хребта Гаккеля, которые, как и предсказывалось нашей моделью, имеют четкий след Тихоокеанской субдукции.

ВЫВОДЫ

1. Полученные нами результаты интерпретации сейсмических разрезов указывают на то, что фундамент южного сегмента Евразийского бассейна, где отсутствуют продолжения регулярных полосовых магнитных аномалий, представлен сильно растянутыми блоками континентального фундамента.

2. Результаты проведенной нами интерпретации сейсмических разрезов позволяют утверждать, что область распространения океаниче-

ской коры в Евразийском бассейне занимает значительно меньшую площадь.

3. Формирование хребта Гаккеля в южной части Евразийского бассейна происходило в три этапа. Первый этап начался с рифтогенеза континентальной коры в апт–альбское время. Второй этап связан с телескопированным рифтингом в позднем мелу–эоцене. На завершающем этапе происходило образование унаследованной от зоны предшествующего рифтинга неотектонической долины, протянувшейся в южный сегмент Евразийского бассейна спрединговой оси хребта Гаккеля (последние несколько миллионов лет).

4. Развитие бассейна Северного, расположенного в зоне сочленения хребта Ломоносова с континентальной окраиной, сходно с формированием бассейнов сдвига-раздвигового типа. Становление бассейна Северного было связано с одновременно раскрывавшимся смежным крайним юго-восточным сегментом котловины Амундсена Евразийского бассейна.

5. Перемещение при-Сибирского окончания хребта Ломоносова относительно Сибирской палеоокраины началось в первой фазе рифтинга – в процессе рифтогенного растяжения континентальной коры в апте–альбе и было продолжено в течение второй фазы рифтинга в позднем мелу–раннем кайнозое.

6. Возникший контрастный дисбаланс масштабов растяжения континентальной земной коры между Лаптевоморской окраиной (с умеренно растянутой корой) и южным сегментом Евразийского бассейна (с сильно растянутой корой) привел к возникновению между ними Хатангско-Ломоносовской сдвигово-сбросовой зоны разломов.

7. Согласно разработанной нами базовой геодинамической модели эволюции литосферы Арктики, Хатангско-Ломоносовская сдвиговая разломная зона возникла на самых ранних этапах рифтогенеза и откола хребта Ломоносова от Баренцевоморской окраины и была активна вплоть до времени ~46 млн лет назад. После этого временного рубежа сдвиговые деформации в ней прекратились из-за смены геодинамического режима верхнемантийной конвекции, связанной с изменением направления субдукции Тихоокеанской литосферы. Этим объясняется факт отсутствия деформаций осадочного чехла в верхней части сейсмического разреза разломной зоны при их большой интенсивности в средней и нижней частях разреза.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензенту проф. С.Д. Соколову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные комментарии.

Авторы признательны М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-70012.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андиева Т.А. Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. Т. 3. № 1. URL: http://www.ngtp.ru/rub/4/8_2008.pdf
2. Баранов Б.В., Лобковский Л.И., Дозорова К.А., Цуканов Н.В. Система разломов, контролирующих метановые сипы на шельфе моря Лаптевых // ДАН. 2019. Т. 486. № 3. С. 354–358. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524863354-358>
3. Баранов В.Б., Флинт М.В., Римский-Корсаков Н.А. и др. Структурные свидетельства современной активности Хатангско-Ломоносовской зоны разломов в море Лаптевых // ДАН. 2018. Т. 480. № 3. С. 344–347. <https://doi.org/10.7868/S0869565218150185>
4. Богоявленский В.И., Полякова И.Д., Будагова Т.А. и др. Геолого-геофизические исследования нефтегазонасности акваторий Циркумарктического сегмента Земли // Геология нефти и газа. 2011. № 6. С. 45–58.
5. Богоявленский В.И. Формирование залежей углеводородов в верхней части разреза и кратеров выбросов газа // Деловой журн. Neftegaz.RU. 2019. № 1(85). С. 48–55.
6. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Каминский В.Д. и др. Геодинамика Центральной и Восточной Арктики. – Мат-лы совместного заседания Совета РАН по координации деятельности региональных отделений и региональных научных центров РАН и Научного совета РАН по изучению Арктики и Антарктики. – Екатеринбург: УрО РАН, 2010. С. 41–58.
7. Верниковский В.А., Добрецов Н.А., Метелкин Д.В. и др. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
8. Гарагаш И.А., Иогансон Л.И., Шлезингер А.Е. Осадочные бассейны, связанные с горизонтальными движениями земной коры // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2005. № 1. С. 12–16.
9. Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. – Под ред. Ю.А. Лаврушина – М.: ГЕОС, 2011. Вып. 3. 182 с.
10. Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б. Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающего звена рифтового пояса хребта Гаккеля – Момского рифта // ДАН. 1990. Т. 311. № 3. С. 689–694.
11. Гусев Е.А. Геологическое строение области сочленения хребта Ломоносова с континентальной окраиной морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 3. http://www.ngtp.rub/4/29_2011.pdf

12. *Зоненшайн Л.П., Натанов Л.М.* Тектоническая история Арктики. — В кн. *Актуальные проблемы тектоники*. — Под ред. А.Л. Яншина — М.: Наука, 1987. С. 31–57.
13. *Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.И.* Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // *Океанология*. 1989. Т. 29. № 5. С. 789–795.
14. *Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С.И. и др.* Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений северо-востока Азии // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 4. С. 737–768.
<https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0315>
15. *Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. и др.* Новейшие структуры, стратиграфия квартала и современная геодинамика территории арктического сектора прибрежно-шельфовой зоны Северного Верхоянья (северо-восток Якутии) // *Бюлл. Комис. по изучению четвертичного периода*. 2007. № 67. С. 6–19.
16. *Казанин Г.С., Поселов В.А., Заяц И.В. и др.* Комплексные геофизические исследования в районе центральной глубоководной части Северного Ледовитого океана // *Разведка и охрана недр*. 2017. № 10. С. 25–30.
17. *Карасик А.М.* Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. — В кн.: *Геофизические методы разведки в Арктике*. — Под ред. Р.М. Деменицкой — Л.: НИИГА, 1968. Вып. 5. С. 8–19.
18. *Кириллова Т.А.* Разработка актуализированной геологической модели моря Лаптевых и сопредельных глубоководных зон для уточненной оценки ее углеводородного потенциала // *Разведка и охрана недр*. 2017. № 10. С. 30–38.
19. *Лобковский Л.И.* Тектоника деформируемых литосферных плит и модель региональной геодинамики применительно к Арктике и Северо-Восточной Азии // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 3. С. 476–495.
<https://doi.org/10.15372/GiG20160302>
20. *Лобковский Л.И., Кононов М.В., Шипилов Э.В.* Геодинамические причины возникновения и прекращения кайнозойских сдвиговых деформаций в Хатанга-Ломоносовской разломной зоне (Арктика) // *ДАН. Науки о Земле*. 2020. Т. 492. № 1. С. 82–87.
<https://doi.org/10.31857/S2686739720050102>
21. *Лобковский Л.И., Шипилов Э.В., Кононов М.В.* Геодинамическая модель верхнемантийной конвекции и преобразования литосферы Арктики в мезозое и кайнозое // *Физика Земли*. 2013. № 6. С. 20–38.
<https://doi.org/10.7868/S0002333713060100>
22. *Масуренков Ю.П., Слэзин Ю.Б., Собисевич А.Л.* Газовые шлейфы у острова Беннетта // *Изв. РАН. Сер. геогр.* 2013. № 3. С. 86–95.
23. *Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Толмачева Т.Ю. и др.* Первые палеомагнитные данные для раннепалеозойских отложений Новосибирских островов (Восточно-Сибирское море): к вопросу формирования Южно-Аньюйской сутуры и тектонической реконструкции Арктиды // *Литосфера*. 2014. № 3. С. 11–31.
24. Объяснительная записка к “Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири”, м-б 1 : 2500000. — Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина, О.М. Розена и др. — М.: ИЛРАН, 1998. 127 с.
25. *Петровская Н.А., Савишкина М.А.* Сопоставление сейсмокомплексов и основных несогласий в осадочном чехле шельфа Восточной Арктики // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2014. Т. 9. № 3. URL: http://www.ngtp.ru/rub/4/39_2014.pdf.
https://doi.org/10.17353/2070-5379/39_2014
26. *Пискарёв А.Л., Савин В.А.* Гравитационное моделирование земной коры хребта Ломоносова // *Каротажник*. 2010. Т. 198. № 9. С. 41–54.
27. *Полякова И.Д., Борукаев Г.Ч.* Геофизические и литолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности глубоководных и шельфовых бассейнов российской Восточной Арктики // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2018. Т. 13. № 2.
https://doi.org/10.17353/2070-5379/17_2018
28. *Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В. и др.* Хребет Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в Арктический бассейн // *Геология и геофизика*. 2012. Т. 53. № 12. С. 1562–1680.
29. *Поселов В.А., Буценко В.В., Каминский В.Д., Жолондз С.М.* Граница континентальной окраины Центрально-Арктических поднятий в присибирской части котловины Амундсена // *ДАН. Науки о Земле*. 2020. Т. 493. № 1. С. 68–72.
<https://doi.org/10.31857/S2686739720070154>
30. *Рекант П.В., Гусев Е.А.* Структура и история формирования осадочного чехла рифтовой зоны хребта Гаккеля (Северный Ледовитый океан) // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57. № 9. С. 1634–1640.
<https://doi.org/10.15372/GiG20160903>
31. *Рекант П.В., Кабаньков В.Я., Андреева И.А. и др.* Геологическое опробование коренных пород хребта Ломоносова как ключ к пониманию его геологической природы // *Региональная геология*. 2018. № 75. С. 5–22.
32. *Рогожин Е.А., Антоновская Г.Н., Капустян Н.К.* Современное состояние и перспективы развития системы сейсмического мониторинга Арктики // *Вопросы инженерной сейсмологии*. 2015. Т. 42. № 1. С. 58–69.
33. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е.* Тектоническая модель Южно-Аньюйской сутуры и ее роль в формировании структур Восточной Арктики. — В кн.: *Строение и история развития литосферы*. — Под ред. Ю.Г. Леонова — М.: Paulsen, 2010. С. 204–227.
34. *Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д.* Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности восточно-арктических морей и их континен-

- тального обрамления. — М.: Наука, 2009. Тр. ГИН РАН. Вып. 601. 227 с.
35. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит. — Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. — Мат-лы Всерос. конф. с международным участием. — Владивосток: Дальнаука, 2011. С. 45–49.
 36. Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
<https://doi.org/10.13140/RG.2.2.21459.22560>
 37. Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32–54.
 38. Шипилов Э.В. Базальтоидный магматизм и сдвиговая тектоника арктической континентальной окраины Евразии в приложении к начальному этапу геодинамической эволюции Амеразийского бассейна // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 12. С. 2115–2142.
<https://doi.org/10.15372/GiG20161202>
 39. Шкарубо С.И., Заварзина Г.А. Стратиграфия и характеристика комплексов осадочного чехла западной части моря Лаптевых // Нефтегаз. геология. Теория и практика. 2011. Т. 6. № 2.
http://www.ngtp.ru/rub/2/14_2011.pdf
 40. Шрейдер А.А. Линейные магнитные аномалии Северного Ледовитого океана // Океанология. 2004. Т. 44. № 5. С. 768–777.
 41. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic coring expedition sediments from the Lomonosov ridge // Paleooceanography. 2008. Vol. 23. P. 3–18.
<https://doi.org/10.1029/2007PA001476>
 42. Berglar K., Franke D., Lutz R. et al. Initial opening of the Eurasian Basin, Arctic Ocean // Front. Earth Sci. 2016. Vol. 01. No. 4. P. 1–14.
<https://doi.org/10.3389/feart.2016.00091>
 43. Chernykh A., Glebovsky V., Zikov M., Korneva M. New insights into tectonics and evolution of the Amerasia Basin // J. Geodynamics. 2018. Vol. 119. P. 167–182.
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.02.010>
 44. Chian D., Jackson H.R., Hutchinson D.R. et al. Distribution of crustal types in Canada Basin, Arctic Ocean // Tectonophysics. 2016. Vol. 691. Part A. P. 8–30.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.01.038>
 45. Corchete V. 3D imaging of the crust and upper mantle beneath the Arctic Ocean from Rayleigh-wave group-velocity analysis // Geological J. 2019. Vol. 54. P. 1–9.
<https://doi.org/10.1002/gj.3151>
 46. Dinkelman M.G., Kumar N., Helwig J. et al. Highlights of Petroleum and Crustal Framework of the Beaufort-Mackenzie Basin: Key Results from BeaufortSPAN East Phases I and II Surveys // Recorder CSEG (Canad. Soc. Explor. Geophys.). 2008. Vol. 33. No. 9. P. 22–25.
 47. Dubea J.-M., Darbyshire F.A., Liddell M.V. et al. Seismic anisotropy of the Canadian High Arctic: Evidence from shear-wave splitting // Tectonophysics. 2020. Vol. 789. P. 1–13.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228524>
 48. Embry A.F. Geological and geophysical evidence in support of the hypothesis of anticlockwise rotation of Northern Alaska // Mar. Geol. 1990. Vol. 93. P. 317–329.
[https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90090-7](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90090-7)
 49. Embry A.F. Counterclockwise rotation of the Arctic Alaska Plate: Best available model or untenable hypothesis for the opening of the Amerasian Basin. — In: ICAM III: III International conference on Arctic Margins. — Ed. by N.W. Roland, F. Tessensohn, (BGR, Celle, Germany, 2000). P. 247–255.
 50. Evangelatos J., Mosher D. Seismic stratigraphy, structure and morphology of Makarov Basin and surrounding regions: tectonic implications // Mar. Geol. 2016. Vol. 374. P. 1–13.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.01.013>
 51. Faleide J.I., Tsikalas F., Eldholm O. Evolution of conjugate continental margin in a regional rift-shear tectonic setting: The Lofoten-SW Barents Sea and NE Greenland margin in the NE Atlantic. — In: Arctic geology, hydrocarbon resources and environmental challenges. — Ed. by M. Smelror, T. Bugge, (Norsk Geologisk Forening (NGF), 2004. No. 2). P. 1–9.
 52. Franke D., Reichert C., Damm V., Piepjohn K. The South Anyui suture, Northeast Arctic Russia, revealed by offshore seismic data // Norweg. J. Geology. 2008. Vol. 88. P. 189–200.
 53. Grantz A., May S. D., Taylor P. T., Lawver L. A. Canada Basin. — In: The Arctic Ocean region. Boulder. — Ed. by A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney, (GSA, Geol. North America, 1990). P. 379–402.
 54. 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 // GeoCanada (Calgary, Canada). 2010. Abstr. P. 1–4.
 55. Hutchinson D.R., Jackson H.R., Houseknecht D.W. et al. Significance of northeast-trending features in Canada Basin, Arctic Ocean // Geochem. Geophys. Geosyst. 2017. Vol. 18. P. 4156–4178.
<https://doi.org/10.1002/2017GC007099>
 56. Jokat W., Ickrath M., O'Connor J. Seismic transect across the Lomonosov and Mendeleev Ridges: Constraints on the geological evolution of the Amerasia Basin, Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2013. Vol. 40. P. 5047–5051.
<https://doi.org/10.1002/grl.50975>
 57. Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T.M. Lomonosov Ridge — A double-sided continental margin // Geology. 1992. Vol. 20. P. 887–890.

- [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0887:LRADSC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0887:LRADSC>2.3.CO;2)
58. *Jakobsson M., Mayer L., Coakley B et al.* The international bathymetric chart of the Arctic Ocean (IBCAO) version 3.0 // *Geophys. Res. Lett.* 2012. Vol. 39. № 12. L12609.
<https://doi.org/10.1029/2012GL052219>
 59. *Lane L.S.* Tectonic evolution of the Canadian Beaufort Sea – Mackenzie Delta Region: A Brief review // *Recorder CSEG (Canad. Soc. Explor. Geophys.)*. 2002. Vol. 27. No. 2. P. 1–9.
 60. *Lawver L.A., Grantz A., Gahagan L.M.* Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // *GSA Bull. Spec. Pap.* 2002. Vol. 360. P. 337–362.
 61. *Lundin E.R., Dore A.G.* Non-Wilsonian break-up predisposed by transforms: examples from the North Atlantic and Arctic // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2018. Vol. 470. P. 375–392.
<https://doi.org/10.1144/SP470.6>
 62. *Mazur S., Campbell S., Green C., Bouatmani R.* Extension across the Laptev Sea continental rifts constrained by gravity modeling // *Tectonics*. 2015. Vol. 34. P. 435–448.
<https://doi.org/10.1002/2014TC003590>
 63. National Earthquake Information Center, U.S. Geol. Surv. On-line Bulletin. Available from: <http://earthquake.usgs.gov/data> (Accessed September 11, 2017).
 64. *O'Regan M., Preto P., Stranne C. et al.* Surface heat flow measurements from the East Siberian continental slope and southern Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. Vol. 17. P. 1–15.
<https://doi.org/10.1002/2016GC006284>
 65. *Richter M., Nebel O., Maas R., Mather B., Nebel-Jacobsen Y., Capitano F., Dich H., Cawood P.* An Early Cretaceous subduction-modified mantle underneath the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Sci. Advanc.* 2020. 6:eabb4340.
<https://doi.org/10.1126/sciadv.abb4340>
 66. *Petrov O., Smelror M., Shokalsky S. et al.* A new international tectonic map of the Arctic (TeMAR) at 1 : 5 M scale and geodynamic evolution in the Arctic region // *Geophys. Res. Abstr.* 2013. Vol. 15. GU2013–13481.
 67. *Piepjohn K., Lorenz H., Franke F. et al.* Mesozoic structural evolution of the New Siberian Islands. *Circum-Arctic Lithosphere Evolution // Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2018. Vol. 460. P. 239–262.
<https://doi.org/10.1144/SP460.1>
 68. *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. Vol. 339. P. 353–383.
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00108-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00108-1)
 69. *Sobornov K., Afanasenkov A.* Strike-slip faulting in the northern part of the West Siberian basin and Enisey-Khatanga trough: Structural expression, development and implication for petroleum exploration. – In: *3P Arctic conference, Stavanger, Norway, September 29-October 2, 2015.* – Art.10784. http://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2015/10784sobornov/ndx_sobornov.pdf.html
 70. *Stranne C., O'Regan M., Dickens G.R. et al.* Dynamic simulations of potential methane release from East Siberian continental slope sediments // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. Vol. 17. P. 872–886.
<https://doi.org/10.1002/2015GC006119>
 71. *Weigelt E., Jokat W., Franke D.* Seismostratigraphy of the Siberian Sector of the Arctic Ocean and adjacent Laptev Sea Shelf // *J. Geophys. Res. Ser.: Solid Earth*. 2014. Vol. 119. P. 5275–5289. /
<https://doi.org/10.1002/2013JB010727>
 72. *Yang A., Langmuir C., Cai Y., Goldstein S., Michael P., Chen Z.* The subduction influence on ocean ridge basalts and its significant // *Preprint. Research Square*. 2021. 17 p.
<https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-132754/v1>;
<https://orcid.org/0000-0002-5729-1588>
 73. *Zhang T., Dymant J., Gao J.Y.* Age of the Canada Basin, Arctic Ocean: indications from high-resolution magnetic data // *Geophys. Res. Lett.* 2019. Vol. 46. P. 13712–13721.
<https://doi.org/10.1029/2019gl085736>

Tectono-Geodynamic Settings in the Junction Zone of Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin with the Continental Margin of Eurasia

E. V. Shipilov^{a,*}, L. I. Lobkovsky^b, S. I. Shkarubo^c, T. A. Kirillova^c

^a*Polar Geophysical Institute RAS, 15, st. Khalturina, 183010 Murmansk, Russia*

^b*Shirshov Institute of Oceanology RAS, 36, Nakhimovsky prosp., 117997 Moscow, Russia*

^c*Marine Arctic Exploration Expedition, 26, st. Sofia Perovskaya, 183038 Murmansk, Russia*

*e-mail: shipilov@pgi.ru

Interpretive analysis of new seismic materials made it possible to reconstruct the geodynamic settings that led to the formation of an ensemble of tectonic structural elements in the junction of the Eurasian Basin and the Lomonosov Ridge with the continental margin of Eurasia (the Laptev Sea and East Siberian Sea). The substantiation is given for the presence of the Khatanga-Lomonosov fault zone, adapted to the junction of the continental margin with the structures of the Eurasian spreading basin and the Lomonosov Ridge. The reflection of the Khatanga-Lomonosov fault zone in anomalous geophysical fields, wave seismic pattern on the

sections is given, and the nature of its kinematic relationship with conjugate tectonic elements is revealed. Shear displacements along the Khatanga-Lomonosov fault zone ceased in the Early Cenozoic (~46 Ma ago) simultaneously with the transition to the ultraslow spreading phase of the Gakkel Ridge. The performed analysis of geological and geophysical materials shows that in the southern segment of the Eurasian Basin, where regular strip magnetic anomalies are absent, the base of the sedimentary cover is represented by highly stretched dominant blocks of the continental basement. The formation of the axial spreading zone of the Gakkel Ridge in this segment of the basin took place in three stages: rifting in the Aptian–Albian (I), telescopic development in the Late Cretaceous–Paleocene–Eocene (II), inherited formation of the rift valley in the late segment of the neotectonic stage (III). The development of the Severny Basin, located in the zone of junction of the Lomonosov Ridge with the continental margin, is similar in terms of the formation of pull-apart basins; its formation was interconnected with the simultaneously opening up adjacent extreme southeastern segment of the Amundsen Basin of the Eurasian Basin.

Keywords: seismic section, tectonics, Laptev Sea continental margin, Eurasian basin, Lomonosov ridge, Khatanga-Lomonosov fault zone, geophysical fields, pull-apart basin, geodynamic evolution

УДК 552.5:551.3.051:550.834(268)

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ СИСТЕМЫ ЕВРАЗИЙСКОГО БАСЕЙНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА КАК ОСНОВА ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

© 2021 г. П. В. Рекант¹, О. В. Петров^{1, *}, Е. А. Гусев²

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), д. 74, Средний пр.,
199106 Санкт-Петербург, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана
им. И.С. Грамберга (ВНИИОкеангеология), д. 1, Английский пр.,
190121 Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: vsmdir@vsegei.ru

Поступила в редакцию 24.03.2021 г.

После доработки 18.07.2021 г.

Принята к публикации 22.07.2021 г.

Статья подготовлена по результатам исследовательских работ экспедиций “Арктика-2011” и “Арктика-2014”, организованных Федеральным агентством по недропользованию (Роснедра), и содержит результаты анализа структуры осадочного чехла Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Впервые для тектонических построений использован весь массив сейсмических данных, включающий отечественные и зарубежные сейсмические профили. Полученные результаты позволяют реконструировать обширные области развития континентальной литосферы в Евразийском бассейне. На основании анализа структуры осадочного чехла котловины Амундсена, обоснованы четыре этапа геологической истории формирования седиментационной системы Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. В ходе первого (мел–палеоцен) этапа, на плечах континентального рифта сформировались обширные осе-симметричные эпиконтинентальные палео-бассейны котловин Амундсена и Нансена, разобщенные впоследствии спредингом морского дна. Свидетельства аналогичных рифтогенных обстановок второй половины мела фиксируются по всей периферии Арктического бассейна от о. Гренландия до Чукотского поднятия. Второй, (эоцен) – спрединговый этап характеризовался стадийной аккрецией океанической коры в хребте Гаккеля и сопровождался постепенным расширением седиментационного бассейна вплоть до современных границ Евразийского бассейна. Третий этап (олигоцен–миоцен) конседиментационного прогибания соответствовал накоплению мощного ненарушенного осадочного чехла по всему Евразийскому бассейну, что свидетельствует о временном прекращении спрединга в хребте Гаккеля и установлении режима тектонического покоя. Аналогичные обстановки на данном этапе фиксируются по всей периферии Арктического бассейна. Возобновление процессов спрединга произошло на четвертом (плиоцен–квартер) неотектоническом этапе. В результате активизации процессов спрединга в Норвежско-Гренландском бассейне, тектонические напряжения проникают в Евразийский бассейн вдоль оси хребта Гаккеля. Отчетливое морфологическое деление хребта Гаккеля на Сибироморский и Атлантический сегменты объясняется скачкообразной передачей тектонических напряжений Северной Атлантики, что также подтверждает аномально высокая тектоническая, вулканическая и гидротермальная активность хребта Гаккеля.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, Евразийский бассейн, хребет Гаккеля, котловина Амундсена, котловина Нансена, седиментационная модель, спрединг, рифтовая долина, седиментационный бассейн, тектоническая эволюция

DOI: 10.31857/S0016853X21050064

ВВЕДЕНИЕ

Развитие технологий геологического изучения труднодоступных районов Северного Ледовитого океана, а также активизация национальных программ по изучению Арктики сделали труднодоступный Арктический глубоководный бассейн объектом масштабных международных исследо-

ваний. Регулярные арктические экспедиции проводят не только пять при-арктических государств – Россия, Норвегия, Дания, США и Канада, но также – Германия, Корея и Китай.

Комплекс новых данных, в том числе полученных авторами в последние годы, позволяет провести ревизию моделей, разработанных в условиях

недостаточности геологической информации и различных парадигм развития нескольких морфоструктур Американо-Евразийского бассейна. Еще совсем недавно поднятие Альфа–Менделеева и Канадская котловина почти безальтернативно относились к океаническим структурам, образованным в процессе мезозойского спрединга [37, 45, 47]. Возникновение обширного океанического домена в центре Северного Ледовитого океана объяснялось с позиций разнообразных, часто взаимно противоречивых, ротационных моделей [47].

Полученные доказательства континентальной природы поднятия Менделеева и значительной части Канадской котловины дают основание на современном уровне с использованием новых геологических материалов продолжить развитие представлений Н.С. Шатского, Ю.М. Пушаровского, Л.П. Зоненшайна и других исследователей о существовании в центральной Арктике обширного блока с докембрийской континентальной корой, так называемой, Арктиды или Гипербореической платформы [4, 10, 14, 19, 22, 55, 59].

Единственным регионом Арктики, происхождение которого не пересматривалось более 60 лет, является Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана. Несмотря на большое количество новых данных, большинство современных представлений о геодинамической эволюции этого бассейна базируются на магнито-стратиграфической модели 1970-х годов [7, 8]. Высказанная в тот период идея синхронности спрединга Северной Атлантики, Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов предполагала близкое время заложения и ультранизкие скорости спрединга Евразийского бассейна [2, 8]. Однако полученные к настоящему времени новые сейсмические и геологические данные позволяют предполагать существенно более сложную эволюцию структуры Евразийского бассейна, которую не объясняют разработанные ранее геодинамические модели [5, 15–17, 69].

Модель ультрамедленного спрединга не объясняет современные высокие вулканическую, магматическую, гидротермальную активность Атлантического сегмента хребта Гаккеля и значительные содержания основных вулканитов в драгировках [57]. Большое количество землетрясений (до 0.76 событий в час) в центральной области хребта Гаккеля также слабо коррелируется с предполагаемыми ультранизкими скоростями раздвига плит по оси хребта Гаккеля [38, 74]. Резкие морфологические различия строения рифтовой зоны хребта Гаккеля не соответствуют представлению о синхронности процессов спрединга по всему простиранию хребта [33, 65].

Существуют и прямые противоречия между моделью и наблюдаемыми данными. Временная и пространственная непрерывность спрединга не

подтверждается сейсмостратиграфическими данными, указывающими на продолжительный интервал – от 33–30 до 3–1 млн лет приостановки спрединга в южной части Евразийского бассейна [69]. Наличие мощного чехла осадков в рифтовой зоне также не согласуется с магнито-стратиграфическим возрастом перекрываемого фундамента [16, 33, 52, 65, 67].

Со всей очевидностью назрела необходимость разработки новых моделей развития Евразийского бассейна, аккумулирующих полученные данные и всю геологическую информацию. Изучение тектоники региона традиционно опирается на анализ коренных пород фундамента. Однако, применительно к Евразийскому бассейну, геологический отбор проб осложнен тяжелой ледовой обстановкой и большими океанскими глубинами, кроме того, на большей части Евразийского бассейна породы фундамента скрыты под мощным осадочным чехлом. В обнажениях зоны рифтовых гор вскрываются только молодые вулканиты последних этапов тектонической эволюции.

Целью нашей статьи является анализ структуры осадочного чехла Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана, основанный на полученных сейсмических данных, и представление модели формирования седиментационной системы Евразийского бассейна, как основы для реконструкции тектонической эволюции Арктики в позднем мезозое–кайнозое.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Центральной структурой Евразийского бассейна является хребет Гаккеля, который представляет собой протяженное, длиной ~1850 км линейное поднятие со сложно расчлененным рельефом (рис. 1). Хребет Гаккеля расположен между глубоководными котловинами – котловиной Нансена со стороны Баренцево-Карской континентальной окраины и котловиной Амундсена со стороны хребта Ломоносова. От системы срединно-океанических хребтов Северной Атлантики и Норвежско-Гренландского бассейна хребет Гаккеля отделен обширной Шпицбергенско-Гренландской сдвиговой зоной Де Гир. Через сложную систему грабенов и горстов хребет Гаккеля сочленяется с Лаптевоморской континентальной окраиной.

Морфологически хребет Гаккеля разделяется на рифтовую зону и область рифтовых гор. Рифтовая зона имеет ширину от 7 до 30 км и полностью охватывает рифтовую долину, включая ее борта. Область рифтовых гор охватывает выступы океанического фундамента в полосе шириной 75–150 км в котловине Амундсена и 20–100 км в котловине Нансена.

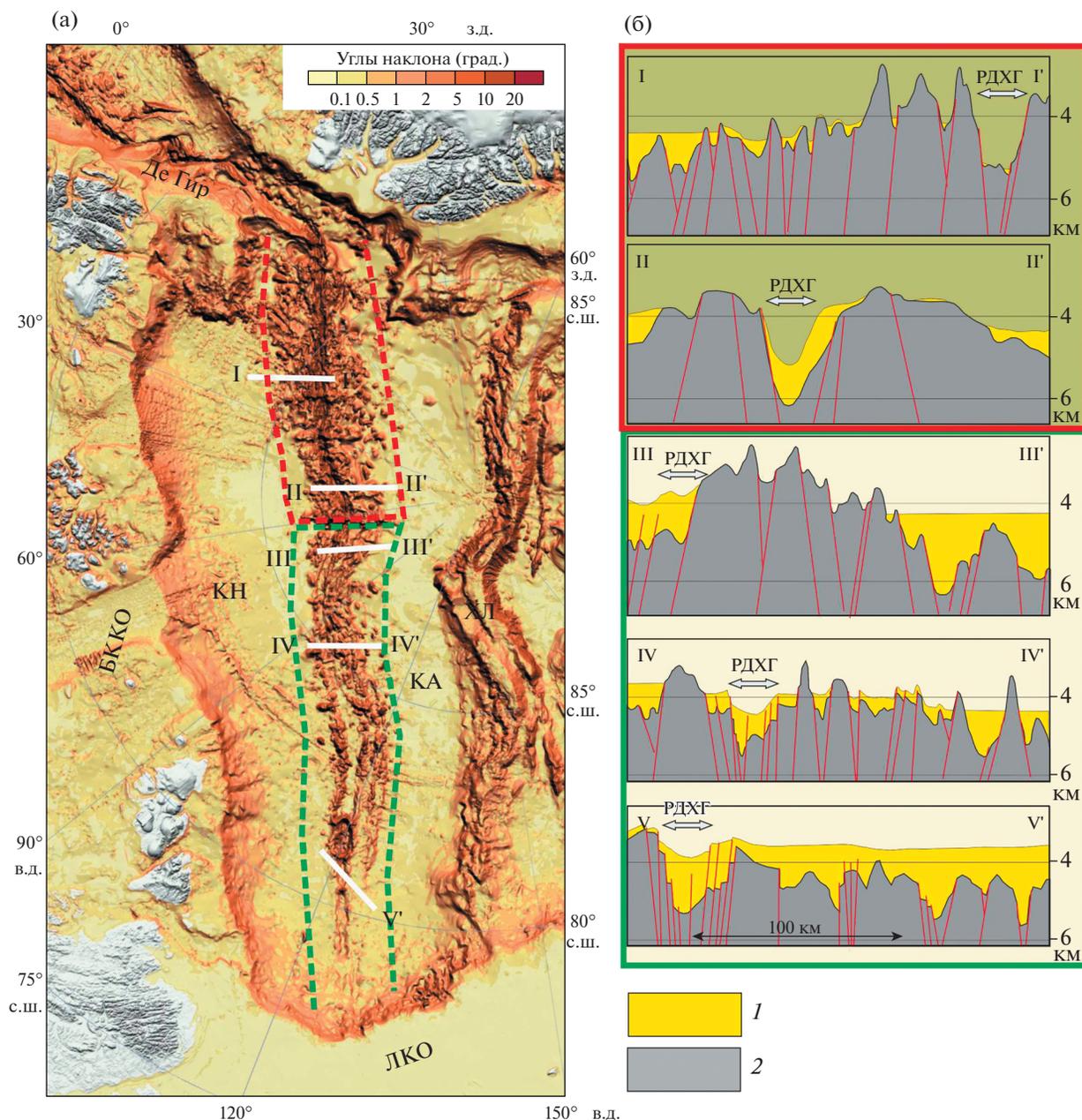


Рис. 1. Морфоструктуры Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. (а) – карта углов наклона рельефа (батиметрическая основа, по [15]); (б) – геологические разрезы через рифтовую зону хребта Гаккеля в Атлантическом (I–I', II–II') и Сибирском (III–III', IV–IV', V–V') сегментах хребта Гаккеля (по [15, 36, 52], с изменениями и дополнениями). Обозначено: РДХГ – рифтовая долина хребта Гаккеля; КА – котловина Амундсена; КН – котловина Нансена; ХЛ – хребт Ломоносова; БККО – Баренцево-Карская континентальная окраина; ЛКО – Лаптевская континентальная окраина; ХГ – хребт Гаккеля. В качестве батиметрической основы использована карта углов наклона рельефа. 1 – рыхлые осадки; 2 – породы фундамента

Морфологически сходные котловины Амундсена и Нансена расположены симметрично относительно оси хребта Гаккеля и, несмотря на общее сходство в строении, имеют заметные геоморфологические различия.

Проблема геологической достоверности магнито-стратиграфических данных

Основой для тектонических построений в Евразийском бассейне является система линей-

ных магнитных аномалий, идентифицированных в конце 1960-х годов в Сибирском и Атлантическом сегментах бассейна [7, 78]. Позднее в Атлантическом сегменте Евразийского бассейна были проведены более современные и качественные аэромагнитные съемки, в то время как его Сибирская часть по-прежнему обеспечена только магнитометрическими данными 60-летней давности [27]. Погрешность радиогеодезической привязки этих данных часто превышает десятки километров, покрывая до 5–6 магнитохрон, что эквивалентно погрешности ~10–15 млн лет при определении возраста фундамента по магнито-стратиграфическим данным. Построенные на их основе магнито-стратиграфические модели основаны на корреляциях линейных магнитных аномалий с глобальной магнито-стратиграфической шкалой или на численном моделировании перемещения плит и расчете полюсов вращения. При этом достоверность таких моделей не имеет подтверждения геологическими данными.

По нашему мнению, наиболее сложной проблемой существующих моделей развития Евразийского бассейна является привязка линейных магнитных аномалий к магнито-стратиграфической шкале. Прямая трассировка Евразийских линейных магнитных аномалий в Норвежско-Гренландский бассейн невозможна из-за пятисоткилометровой области потери корреляции вдоль разломной зоны Де Гир. Структурная связь глубоководных бассейнов северной Атлантики и Северного Ледовитого океана проявилась не ранее олигоцена [45, 61]. До этого времени Евразийский и Норвежско-Гренландский бассейны развивались изолированно, разделенные континентальным мостом на месте современного пролива Фрама и краевых плато Мориса Дезюпа и плато Ермака. Предполагалось, что вся глубоководная область Евразийского бассейна подстилается океанической корой. Следовательно, граница континент–океан проходит примерно по краевой 24-ой линейной магнитной аномалии [45, 61]. К области развития океанической коры также были отнесены достаточно широкие краевые зоны котловин Нансена и Амундсена, обладающие не линейно-ориентированным магнитным полем, типичным для океанических бассейнов, но хаотично-мозаичным, характерным для областей с континентальной корой [45, 61] (рис. 2, б). В Сибирском сегменте котловины Амундсена и котловины Нансена области хаотично-мозаичного магнитного поля занимают около половины площади котловин. Трассирование линейных магнитных аномалий от 20-ой до 24-ой здесь неоднозначно.

Подобные зоны хаотично-мозаичного аномального магнитного поля присутствуют также в Северо-Атлантическом бассейне, но располагаются за пределами области с океанической корой

с линейно-ориентированным магнитным полем [58, 72] (см. рис. 2, а). Это позволяет предполагать, что в краевой части Евразийского бассейна фиксируется ансамбль глубоководных структур на растянутой континентальной коре.

Аномальная мощность гемипелагических осадков

Согласно общепринятым моделям океанического спрединга, в осевой зоне срединно-океанических хребтов располагаются блоки океанической коры с около нулевым возрастом фундамента и маломощным чехлом. Действительно, в Центральном и Северном бассейнах Атлантики, а также в Норвежско-Гренландском бассейне, области рифтовых гор представляют собой обширные выходы океанического фундамента, а поля минимальных мощностей пелагических осадков покрывают значительные пространства по обе стороны рифта [21, 29, 72].

В отличие от Атлантики, распределение осадков на хребте Гаккеля принципиально иное. Современные данные показывают существование вдоль оси хребта Гаккеля системы депоцентров с аномально мощным чехлом рыхлых осадков [2, 33, 38, 52, 67, 69].

Именно присутствием ненарушенного осадочного чехла в рифте обусловлена морфологическая сегментация хребта Гаккеля на Атлантический и Сибирский сегменты (см. рис. 1). Для Атлантического сегмента характерны минимальные мощности осадков и, как следствие, — отчетливая рифтовая долина с превышениями в бортах до 2000 м. В Сибирском сегменте, по сейсмическим данным, установлен осадочный чехол мощностью до 1–2 км, почти полностью компенсирующий осевой рифт, максимальные превышения здесь едва достигают 500 м [65] (см. рис. 1).

Закономерное распространение подобных депоцентров не может быть объяснено только терригенным сносом. Локальные терригенные депоцентры возможны в котловине Нансена, граничащей с Баренцево-Карским шельфом, но их присутствие в котловине Амундсена, не имеющей собственных питающих областей, маловероятно. Данные бурения на хребте Ломоносова подтверждают отсутствие здесь значимых эрозионных событий синокеанического этапа [9, 26, 63]. Следовательно, в кайнозой этот хребет не являлся областью интенсивного терригенного сноса. Такой областью могла быть только Лаптевоморская окраина, вдоль которой в полосе шириной 60–70 км распространены терригенные турбидиты, далее влияние турбидитов на формирование осадочного разреза быстро уменьшается в сторону океана. В центральной части котловины Амундсена, которая представляет собой равнину размерами ~200 × 1800 км с уклонами дна около 2',

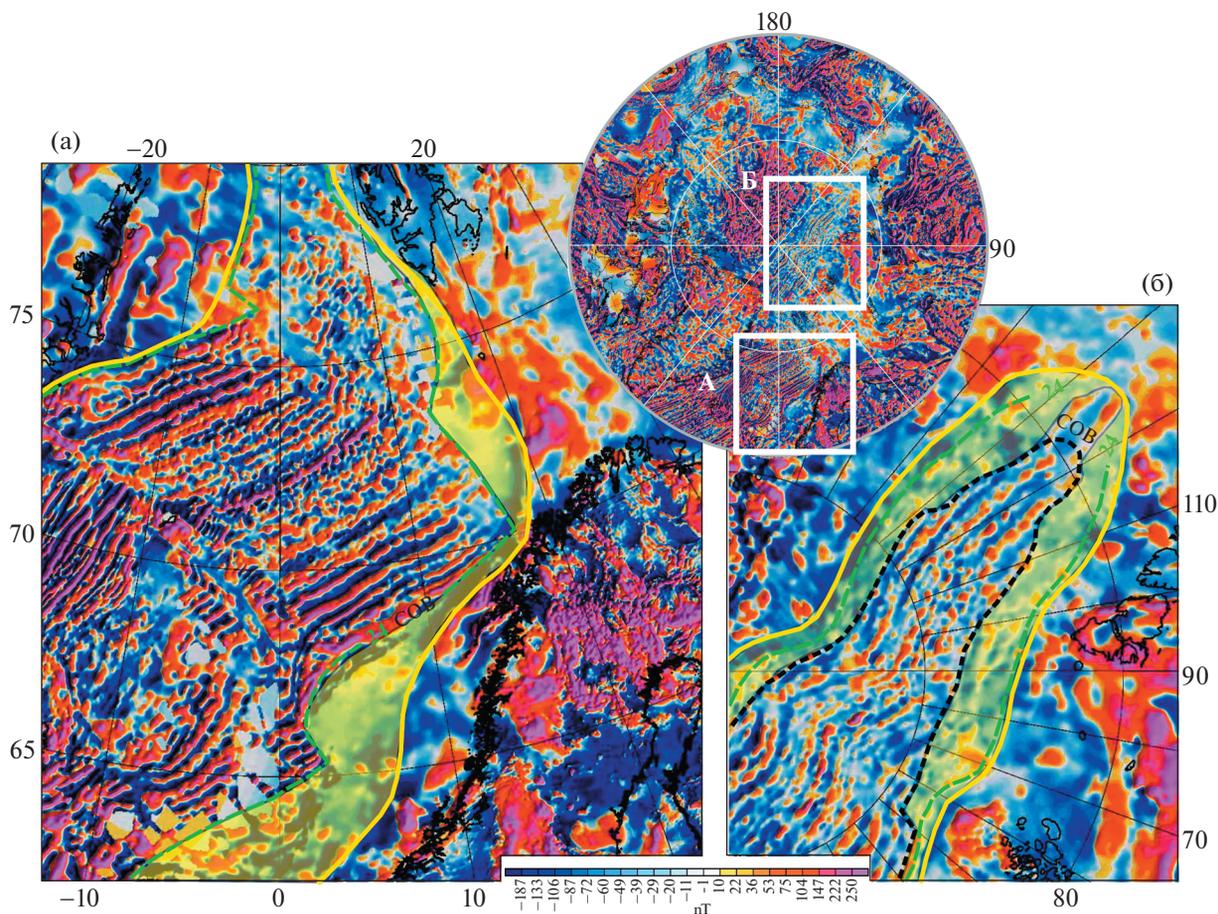


Рис. 2. Карты аномального магнитного поля (по данным [22]).

А – Северная Атлантика;
Б – Арктический бассейн.

Показаны: морфологические границы глубоководных бассейнов (линия желтым); модельное положение краевых линейных магнитных аномалий 24 (линия зеленым); положение границы континент–океан (пунктир черным); площади мозаичного аномального магнитного поля (желтый фон) в пределах континентального домена глубоководной части Северной Атлантики, по [46], и в океаническом домене Евразийского бассейна.

единственным источником осадков может быть только пелагический перенос.

Первые оценки скорости пелагического осадконакопления в Северном Ледовитом океане давали очень низкие значения от ~1 до 10 м/млн лет [31, 70]. Впоследствии эти оценки были существенно скорректированы по буровым данным и в настоящее время являются надежным репером. Скорости седиментации на хребте Ломоносова в течение последних 20 млн лет составляли от ~12.6 до 14–23 м/млн лет [24, 26]. Близкие значения получены по сейсмостратиграфическим данным для котловины Подводников – от 17 м/млн лет в ее центре, до 27 м/млн лет вблизи континентального склона [65]. Экстраполировав эти значения на центральную часть Евразийского бассейна с учетом удаления от областей сноса, можно ожидать скорости седиментации в пределах от 7–8 до 10–12 м/млн лет.

Таким образом, модельная мощность осадочного чехла в области рифтовых гор не может превышать 70–130 м, что 10–15 раз ниже зафиксированных по сейсмическим данным [16, 65]. По нашим оценкам для формирования толщи пелагических осадков мощностью 1–1.5 км требуется несколько десятков млн лет. Единственным возможным объяснением большой мощности осадочного чехла в области рифтовых гор может служить более древний возраст заложения рифтовой долины, что ставит под сомнение геологическую обоснованность существующих магнитостратиграфических моделей.

Существование депоцентра с аномально мощным до 4 км осадочным чехлом в рифтовой долине хребта Гаккеля в районе центриклинального замыкания Евразийского бассейна было объяснено длительным этапом временного прекращения спрединга в период от олигоцена по миоцен,

что хорошо коррелирует с полученными нами данными [65].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

В структуре осадочного чехла при формировании и эволюции региональной седиментационной системы фиксируются все значительные изменения морфоструктурного плана региона. Тектонические движения, приводящие к смене питающих провинций и депозитов осадконакопления, возникновению новых областей сноса и путей транспорта осадка, фиксируются в структуре осадочного чехла. При этом в глубоководных седиментационных системах, удаленных от источников сноса и в гораздо меньшей степени подверженных частым колебаниям уровня Мирового океана, структура чехла является наиболее информативной для реконструкции тектонических движений.

Покрытие Евразийского бассейна сейсмическими профилями неравномерно (рис. 3). Если в котловине Нансена имеется небольшое количество непересекающихся профилей экспедиции “Арктика-2011” и профиль AW12001100, то южная и центральная части котловины Амундсена покрыты сетью сейсмических профилей нескольких экспедиций [15, 52]. Основу сейсмического каркаса здесь составляют профили экспедиций “Арктика-2011” и “Арктика-2014”, ортогонально пересекающие котловину Амундсена с интервалом 50–70 км [15]. Использование всех сейсмических данных позволяет вычлени из фактического материала сведения об особенностях строения осадочного чехла.

На внешнем шельфе и в области центриклинали Евразийского бассейна расположено несколько полигонов сейсмических наблюдений ОАО “ДМНГ” (г. Южно-Сахалинск, Россия) и ОАО “МАГЭ” (г. Мурманск, Россия). Кроме того, хребт Ломоносова покрыт сейсмическими профилями экспедиций 1990, 1998, 2008, 2014 и 2018 гг. Института им. Альфреда Вегенера (г. Бременхафен, Германия), которые вместе с профилями экспедиций “Арктика-2011” и “Арктика-2014” создали сеть с достаточным количеством пересечений [50, 52, 53, 66]. В Центральном сегменте хребта Ломоносова пробурена единственная в регионе глубоководная скважина АСЕХ, позволяющая коррелировать сейсмокомплексы с конкретными стратиграфическими подразделениями [26].

Таким образом, опорный район охватывает южную и центральную части котловины Амундсена. Принимая во внимание морфологические характеристики и геологические особенности абиссальных котловин Евразийского бассейна и их симметричное положение относительно хреб-

та Гаккеля, данные по строению осадочного чехла, полученные в котловине Амундсена, с некоторой долей условности могут быть распространены на котловину Нансена.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сеймостратиграфические данные

Восстановление тектонической эволюции региона с использованием сейсмических материалов невозможно без их корректной корреляции с известными в регионе событиями. Результаты изучения керна скважины АСЕХ на хребте Ломоносова позволяют идентифицировать два опорных несогласия [26]:

- среднекайнозойское, зафиксированное на 198-м метре композитного керна скважины);
- раннекайнозойское, вскрытое на забое скважины на 404-м метре.

Региональное прослеживание сейсмических горизонтов, соответствующих именно этим несогласиям, позволяет выполнить надежную стратиграфическую привязку сейсмических разрезов (рис. 4).

Среднекайнозойское несогласие. Среднекайнозойское несогласие на хребте Ломоносова является важнейшим региональным репером, разграничивающим в разрезе скважины АСЕХ шельфовые комплексы палеоцен–эоценового термального максимума от бореальных океанических толщ олигоцена–квартера [26]. Именно окончание этого перерыва в осадконакоплении считается началом океанического этапа развития региона. Научный коллектив буровой кампании АСЕХ обосновывает длительный среднекайнозойский перерыв в интервале от верхнего эоцена до низов миоцена (44–18 млн лет назад) [26]. Однако в других работах этот перерыв относится к интервалу ~34–36 млн лет (поздний эоцен), а его предположительная длительность оценивается не более 400 тыс. лет [9, 16, 24, 63].

Эти представления подтверждаются существованием синхронных региональных структурных и угловых несогласий в Арктическом регионе от Новосибирских островов, Северной Чукотки и до бассейна моря Бофорта [43, 54, 61]. Кроме того, именно в позднем эоцене в Арктическом регионе регистрируется региональное похолодание, сменившее палеоцен–эоценовый климатический оптимум [3, 43, 54]. Согласно нашей сейсмической модели среднекайнозойское несогласие коррелируется с отражающим горизонтом D₁ (ОГ-D₁) [18].

Региональное структурное несогласие по ОГ-D₁, отмеченное характерными узкими зонами гравитационного обрушения подстилающих отложений, устанавливается на краях всех современных

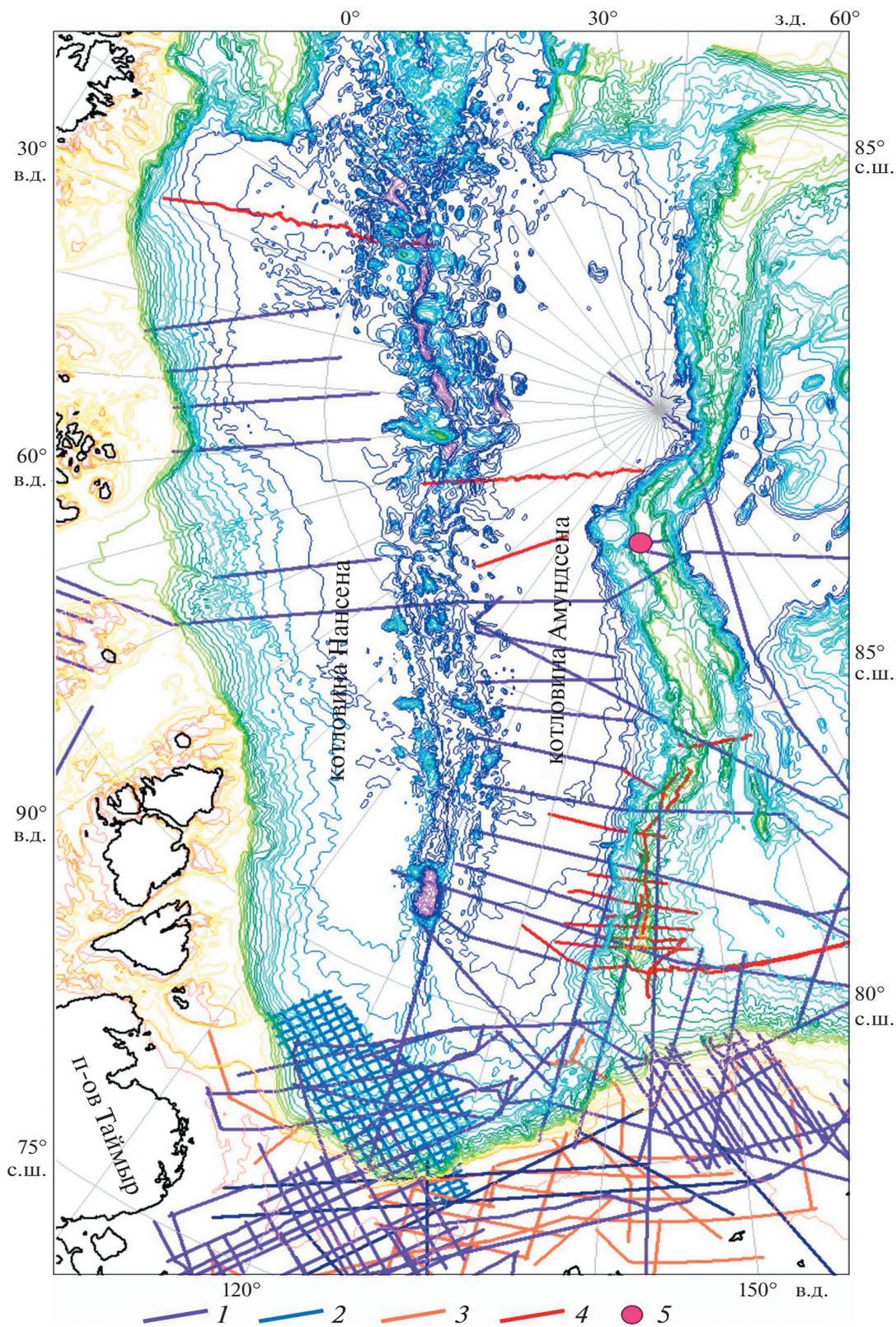


Рис. 3. Сеть сейсмических профилей по Евразийскому бассейну. 1–5 – сейсмические профили: 1 – ОАО “МАГЭ”, 2 – ОАО “ДМНГ”, 3 – АWI (Германия), 4 – BRG (Германия), 5 – скважина АСЕХ

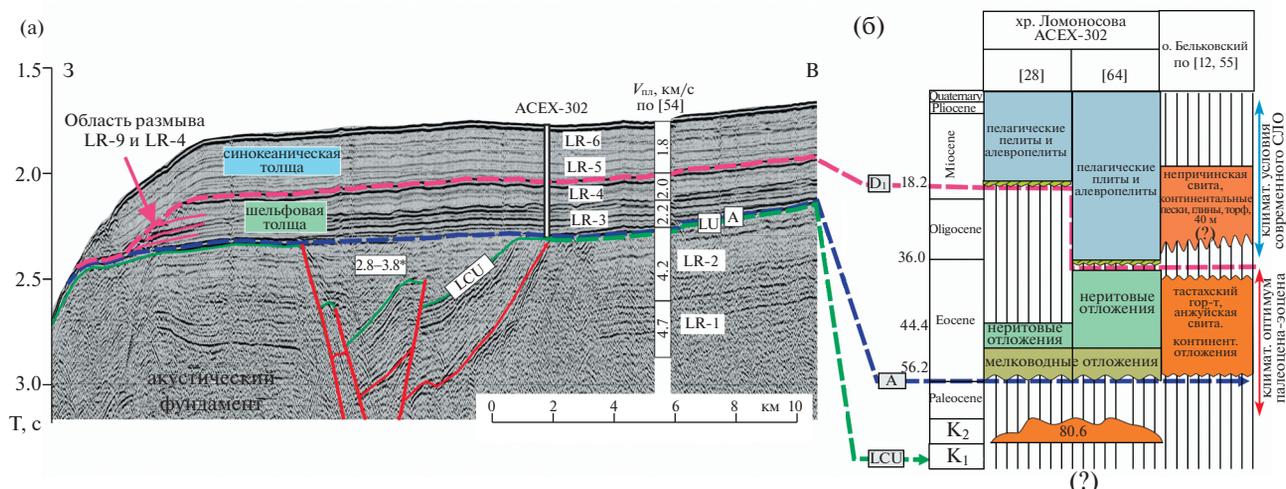


Рис. 4. Сейсмостратиграфическая модель гребневой части хр. Ломоносова (по данным [18], с изменениями и дополнениями).

(а) – временной сейсмический разрез по сейсмическому профилю AWI-91090 через точку бурения скважины АСЕХ, по [16];

(б) – стратиграфические модели корреляции ядерного материала скважины АСЕХ и сейсмических данных, по [9, 16, 24, 26].

поднятий (см. рис. 4). Прослеживание этого типа несогласия на восточном и западном склонах хребта Ломоносова и поднятия Менделеева, на внешних и внутренних склонах Чукотского поднятия и его северной периферии, а также на склонах хребта Альфа и поднятия Север позволяет проводить региональные корреляции положения ОГ-D₁ в сейсмических разрезах и его стратиграфическую привязку [16].

По нашим представлениям среднекайнозойское несогласие явилось следствием короткого тектонического этапа на границе эоцена и олигоцена, сформировавшего современную морфоструктуру Северного Ледовитого океана. Причиной тектонической перестройки послужила последняя фаза эврикской складчатости, ярче всего проявившейся на Североамериканской периферии океана [61]. Формирование правосторонней региональной сдвиговой зоны Де Гир сопровождалось растяжением в Северном Ледовитом океане, что привело к дифференцированному погружению впадин Нансена, Амундсена, Подводников и Макарова до океанских глубин, а зоны хребтов и поднятий – до батимальных глубин.

Раннекайнозойское несогласие. Раннекайнозойский перерыв в подошве эоценовых отложений (~56 млн лет назад) коррелируется с угловым несогласием по ОГ-LU (Lomonosov Unconformity) по [26, 50] (см. рис. 4). На возвышенных участках хребта Ломоносова сейсмогоризонт LU отделяет горизонтально-слоистую толщу нелигифицированных осадков кайнозоя (сейсмокомплексы LR3-LR6, $V_{пл} = 1.6–2.2$ км/с) от лигифицированных и дислоцированных пород мезозоя (LR2-LR1

$V_{пл} > 4.2$ км/с). Существенный скачок пластовых скоростей по ОГ-LU, а также угловое несогласие по нему, свидетельствуют о достаточно длительном перерыве, сопровождавшемся тектонической перестройкой морфоструктурного плана региона и размывом части отложений. В смежных грабенах на склонах хребта ОГ-LU отмечает переход от синрифтовых к пострифтовым обстановкам.

Стратиграфический объем перерыва был оценен по палеонтологическим данным. На отметке 404 м ниже уровня морского дна скважина АСЕХ вышла из толщи эоценовых отложений и прошла 22 м по слабо литифицированным песчанкам кампана–маастрихта [6, 26] (см. рис. 4). Следовательно, на поднятых блоках хребта Ломоносова в разрезах отсутствуют весь палеоцен и часть верхнего мела. Таким образом, раннекайнозойский перерыв охватывает интервал от ~81 до 56 млн лет назад, при этом ОГ-LU приобретает значение регионального опорного отражающего горизонта. Вместе с тем, глубоководные котловины и грабены обоих склонов хр. Ломоносова характеризуются присутствием в разрезе палеоценовых осадков ($V_{пл} = 2.5–3.5$ км/с), размываемых на выступах фундамента, что приводит к отсутствию скачка скоростей между отложениями мезозоя и кайнозоя [18].

Трассирование ОГ-LU непосредственно от точки бурения скважины АСЕХ в смежные глубоководные котловины осложняется обширными зонами потери корреляции на склонах хребта Ломоносова. Ближайший к скважине АСЕХ корреляционный ход может быть построен с использованием фрагментов сейсмических профилей

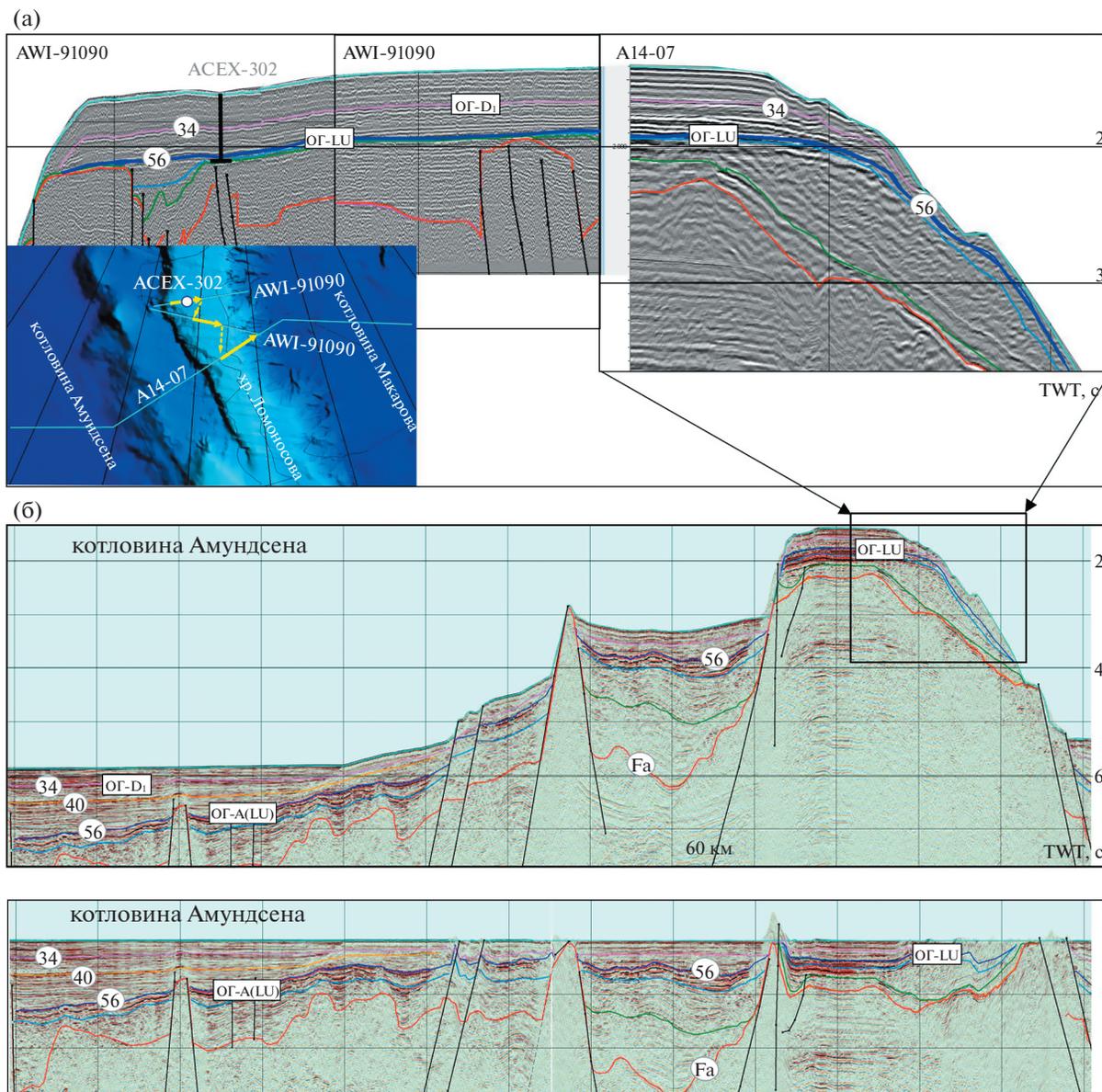


Рис. 5. Схема трассировки ОГ-А(LU) от хребта Ломоносова в котловину Амундсена.
 (а) – Сводный корреляционный ход от скважины ACEX по профилям AWI91090, AWI91091 и А14-07;
 (б) – трассировка ОГ-А(LU) вдоль регионального сейсмического профиля А14-07 в котловину Амундсена;
 (в) – структурная выдержанность мощности пост-палеоценовых отложений вдоль профиля А14-07 (выровнен на поверхность морского дна).

AWI-91090, AWI-91091 и А14-07. Отражающий горизонт ОГ-LU, сохраняя синрифтовый структурный стиль и динамические характеристики, уверенно трассируется в котловину Амундсена, где он коррелируется с глубоководным опорным ОГ-А [10, 16] (рис. 5, а, б). Опорный горизонт ОГ-А в соответствии с сейсмическим обликом и устойчивыми динамическими характеристиками идентифицируется и в Амеразийском бассейне, начиная с 1970-х гг. [10].

Таким образом, объединенный ОГ-А(LU) может быть сопоставлен с окончанием этапа син-

рифтового осадконакопления, типичного для цикла позднемезозойской активизации, и переходом к пострифтовому режиму, характерному для палеоценового этапа тектонического покоя. Геологические свидетельства изменения тектонического режима известны по периферии Арктического бассейна. На Новосибирских островах, острове Врангеля, Певекском полуострове, острове Айон и в Чаунской низменности перерыв в осадконакоплении фиксируется пенепленами с каолиновыми или гидрослюдистыми корами выветривания [1, 3, 11, 12, 20]. Эти материалы хоро-

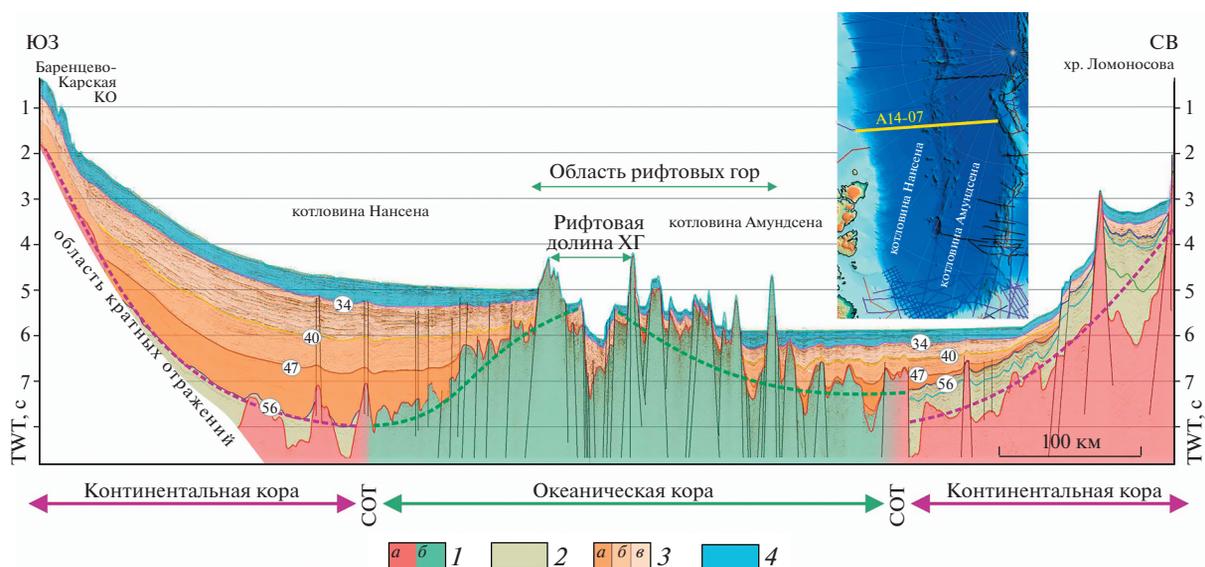


Рис. 6. Структура осадочного чехла Евразийского бассейна вдоль сейсмического профиля А14-07.

На врезке: положение профиля А14-07.

Показано: возраст сейсмических границ (цифры в кружках); аппроксимированные тренды наклона пород континентального (пунктир бордо) и океанического (пунктир зеленым) фундамента.

1 – кора: а – континентальная, б – океаническая; 2–4 – осадочные комплексы: 2 – мел палеоценового возраста (СБ₁), 3 – эоценового возраста (СБ₂), 4 – олигоцен–четвертичного возраста (СБ₁)

шо согласуются с сейсмическими данными по шельфу Восточно-Сибирского моря, где выявлен маломощный чехол палеоценовых осадков [17].

Суммируя вышесказанное, опорные сейсмические отражающие горизонты ОГ-А(LU) (56 млн лет назад) и ОГ-D₁ (34 млн лет назад) разделяют сейсмический разрез глубоководных котловин на три седиментационных комплекса:

- синрифтовый (мел–палеоцен);
- пострифтовый, синспрединговый (эоцен);
- плащобразный олигоцен–четвертичный.

При этом ОГ-А(LU) маркирует региональный переход от синрифтового осадконакопления к пострифтовому, ОГ-D₁ указывает на переход к глубоководному этапу развития. Для более детальных реконструкций мы дополнительно провели корреляцию двух локальных отражающих горизонтов, которые условно сопоставляются с периодом ~40 и 47 млн лет назад (рис. 5, рис. 6).

Структура седиментационных бассейнов котловин Амундсена и Нансена

В нашем исследовании мы рассматриваем эволюцию структуры осадочного чехла Евразийского бассейна, которая формировалась в обстановке стадийного разрастания морского дна, что приводило к специфическому стилю расширения соответствующих областей накопления осадков.

Согласно моделям спрединга, блоки океанической литосферы формируются в срединно-океанических хребтах и по мере остывания и формирования новых блоков постепенно погружаются и отодвигаются от оси спрединга. Поэтому на разрезах должен наблюдаться устойчивый уклон поверхности фундамента от центра к периферии бассейна и в этом же направлении должны увеличиваться мощность и стратиграфический объем чехла.

Примером структур, где соблюдаются отмеченные закономерности, является восточный борт Норвежско-Гренландского бассейна и хребет Книповича (рис. 7). На сейсмическом профиле через эти структуры хорошо видно увеличение мощности и стратиграфического объема осадочного чехла, а также региональное погружение поверхности фундамента от оси бассейна к его периферии [29]. Структура осадочного чехла свидетельствуют об стадийном разрастании морского дна этого региона в течении последних 3–5 млн лет.

В то же время на сейсмических профилях через котловину Амундсена наблюдается более сложная структура осадочного чехла (см. рис. 6, рис. 8):

- периферийная часть котловины характеризуется обратным наклоном поверхности фундамента – от борта к середине бассейна;

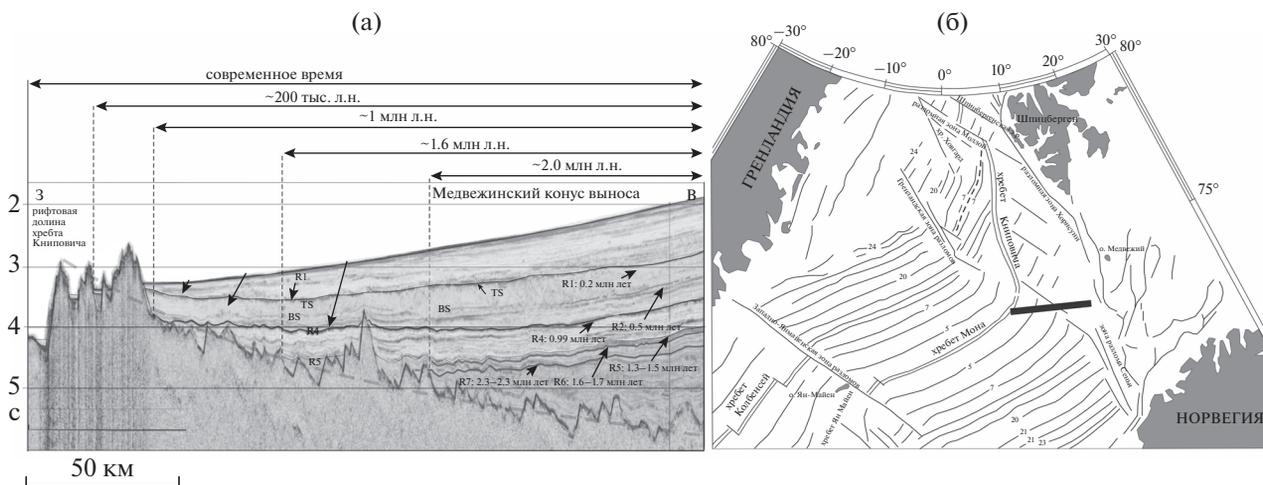


Рис. 7. Фрагмент сейсмического профиля, иллюстрирующий стадийное расширение области осадконакопления в результате спрединга океанского дна в Норвежско-Гренландском бассейне (по данным [29]). (а) – Датировки сейсмокомплексов приведены по данным глубоководного бурения (по [30]), трассировка линейно-магнитных аномалий (по [58]); (б) – положение профиля.

– максимальные мощности и стратиграфический объем чехла фиксируется в центральной части, а не на краю бассейна;

– верхние плащеобразные горизонты чехла распространены по всему бассейну, что может свидетельствовать о прекращении расширения седиментационной системы к началу накопления этих толщ.

На всех сейсмических профилях в Евразийском бассейне определяются три последовательно образованных седиментационных бассейна, разделенных по разрезу региональными сейсмическими отражающими горизонтами ОГ-А (56 млн лет назад) и ОГ-D1 (34 млн лет назад) (см. рис. 6, см. рис. 8, см. рис. 9). Для каждого седиментационного бассейна характерны определенные субстрат, область распространения, геометрия чехла и распределение мощностей.

В соответствии с приведенной нами стратиграфической моделью, седиментационные бассейны имеют следующие возрасты:

- мел–палеоцен (нижний седиментационный бассейн СБ₁);
- эоцен (средний седиментационный бассейн СБ₂);
- олигоцен–четвертичный (верхний седиментационный бассейн СБ₃).

Мел–палеоценовый седиментационный бассейн (СБ₁). В настоящее время седиментационный бассейн (СБ₁) состоит из двух синрифтовых суббассейнов в котловинах Амундсена и Нансена, которые были разобщены на стадии континентального рифтогенеза. Каждый суб-бассейн имеет ширину 120–130 км и длину ≥1500 км (рис. 9).

Мел–палеоценовые синрифтовые толщи имеют мощность 500–1500 м, которая заметно сокращается при удалении от континентальных окраин. Наиболее глубокие депоцентры располагаются вблизи подножья континентального склона шельфа моря Лаптевых симметрично относительно оси хр. Гаккеля, доказывая преимущественный терригенный снос с хребта Ломоносова и Лаптевоморской континентальной окраины. В котловине Амундсена восточная граница СБ₁ контролируется крутой сбросовой ступенью западного фланга хребта Ломоносова, а западный борт фиксируется по выклиниванию осадочных толщ на выступах фундамента (см. рис. 8). На основании приведенных данных можно предполагать, что подобная система выступов может присутствовать и в разрезе котловины Нансена.

Региональный, выдержанный в узких пределах (0.5°–0.8°) наклон кровли осадочного выполнения СБ₁ в сторону хр. Гаккеля свидетельствует о пострифтовом, осе-симметричном пригибании осевой части бассейна в результате полного раскола континентальной и начале океанического спрединга (см. рис. 8). Наиболее вероятным временным интервалом для этого события служит период 56–53 млн лет, сопоставляемый нами с перестройкой морфоструктурного плана в конце этапа мелового растяжения и перед началом эпохи эврикской складчатости [42, 61].

Структурные связи СБ₁ со смежными континентальными структурами также подчеркивают его эпиконтинентальную природу. В сторону Лаптевоморской континентальной окраины СБ₁ продолжается системой окраинных шельфовых бассейнов – Анисинским на юго-востоке и Оле-

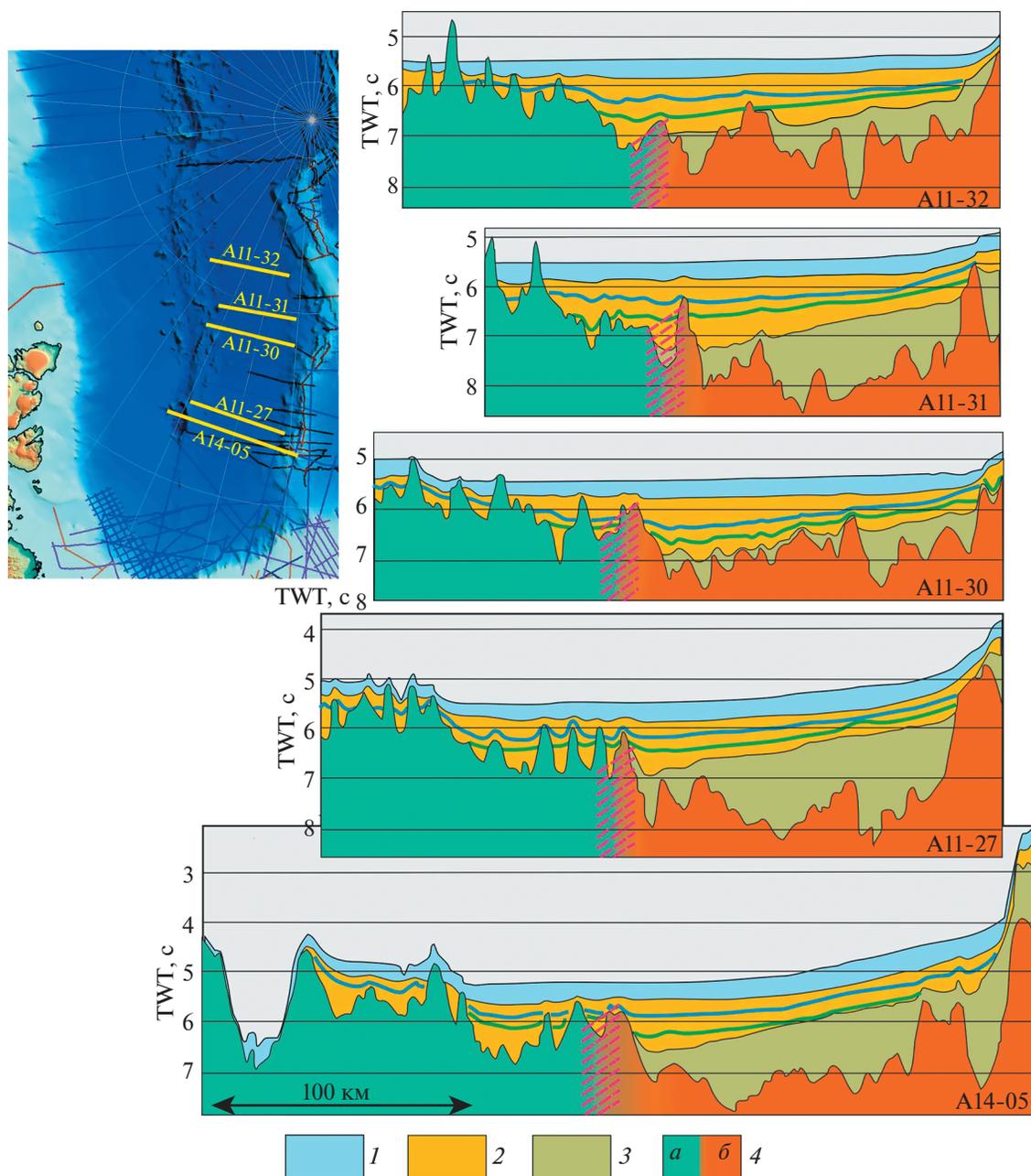


Рис. 8. Сеть сейсмических профилей через котловину Амундсена с севера (вверху) на юг (внизу).

Показана (штриховка красным) область перехода континент–океан.

1–3 – седиментационные бассейны: 1 – олигоцен–четвертичный (СБ₃), 2 – эоценовый (СБ₂), 3 – мел–палеоценовый (СБ₁); 4 – кора: а – океаническая, б – континентальная

некским на юго-западе. На востоке СБ₁ тектонически связан с континентальным блоком хр. Ломоносова, являясь нижней ступенью его западного склона (см. рис. 6). В области центриклинали Евразийского бассейна фиксируют фрагменты симметричных поднятий, сопоставляемые нами с реликтами инициальных меловых грабен–рифтов, разобращенных в ходе спрединга (см. рис. 9). Именно на этих поднятиях выклиниваются осадки СБ₁, маркируя границы палеобассейна.

Таким образом, эпиконтинентальный генезис СБ₁ подтверждается заложением данной структуры на до-океаническом этапе мелового континентального рифтогенеза, структурной связью с шельфом и наследованием мезозойского структурного плана.

Эоценовый седиментационный бассейн (СБ₂). Структура бассейна СБ₂ принципиально отличается от структуры СБ₁. Для более детального изу-

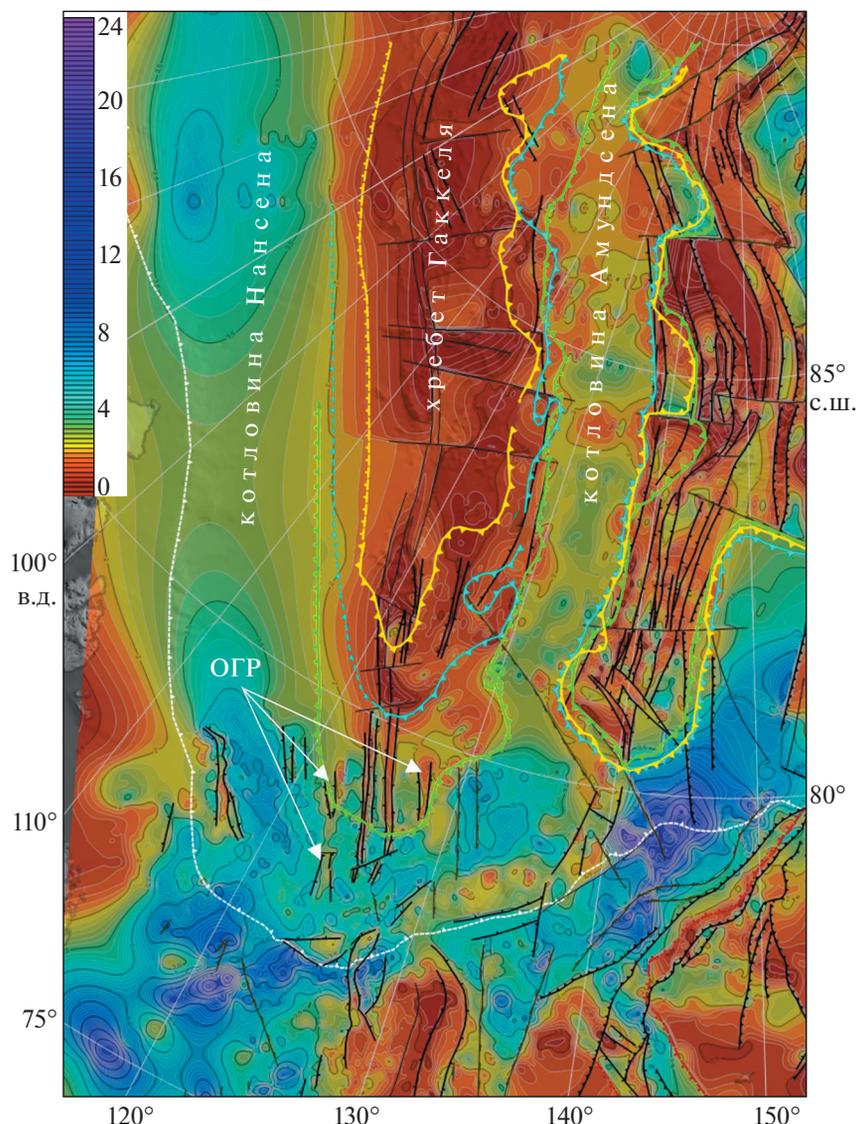


Рис. 9. Карта мощности осадочного чехла в зоне сочленения Евразийского бассейна с Лаптевской континентальной окраиной.

Обозначено: ОГР — отмершие грабен—рифты.
Показано (линия): бровка шельфа (белая); разломы (черная).

Показана площадь аккумуляции осадочных комплексов (зубчатая линия): СБ₁ (120–56 млн л.н.) (зеленая); СБ₂¹ (~53–47 млн л.н.) (голубая); СБ₂² (~47–40 млн л.н.) (желтая). Осадочная толща СБ₂³ (40–34 млн л.н. и моложе) полностью покрывает Евразийский бассейн.

чения процесса формирования СБ₂ нами дополнительно была проведена корреляция двух сейсмических отражающих горизонтов ~40 и ~47 млн лет, разделяющих разрез СБ₂ на три подкомплекса (см. рис. 6, см. рис. 8):

- СБ₂¹ (~53–47 млн лет),
- СБ₂² (~47–40 млн лет),
- СБ₂³ (~40–34 млн лет).

Мощность осадочного чехла седиментационного бассейна СБ₂ составляет около 800–1000 м в зоне рифтовых гор, превышает 1500 и 2200 м на периферии бассейна в котловинах Амундсена и Нансена соответственно. Субстратом СБ₂ в западной части бассейна служит серия контрастных выступов фундамента хребта Гаккеля, вероятно вулканогенного генезиса. Высота некоторых выступов достигает 2500–3000 м из которых ~1000 м возвышаются над современным дном котловины

Амундсена (см. рис. 6, см. рис. 8). Характер взаимоотношений выступов фундамента с перекрывающими осадочными толщами свидетельствует, что выступы были сформированы перед началом осадконакопления в седиментационном бассейне СБ₂ и осадочные толщи заполняли уже сформированные впадины в рельефе фундамента.

Анализ площадей развития этих подкомплексов показывает, что в эоцене происходит поступательное расширение области осадконакопления вплоть до центрального рифта (см. рис. 9).

Инициальные депоцентры СБ₂¹ располагаются примерно в середине котловин Амундсена и Нансена вдоль линии выклинивания осадков синрифтовых осадков мела-палеоэоцена. Затем, по мере конседиментационного погружения, область осадконакопления СБ₂² достигает склонов хр. Ломоносова, а область осадконакопления СБ₂³ охватывает весь Евразийский бассейн.

Проградация западного края СБ₂¹ в интервале от 53 до 47 млн лет происходит крайне неравномерно в изучаемой области (см. рис. 9):

- от первых километров на юге;
- до 20–30 км в центре;
- 100 км на севере.

Таким образом, в котловине Амундсена расширение области накопления осадков СБ₂¹ на запад составляло менее 1 мм/год на 80° с.ш., ~3 мм/год на 84° с.ш. и до 16 мм/год на 87° с.ш. Поскольку расширение области осадконакопления на этом этапе обуславливалось аккрецией океанической коры в хребте Гаккеля, то рассчитанные выше скорости в первом приближении могут сопоставляться со скоростью спрединга этого этапа.

Область накопления осадков СБ₂² (интервал 47–40 млн лет) смещается на запад на расстояние до 60–70 км и достигает восточного края зоны рифтовых гор. Скорость спрединга на этом этапе стабилизировалась в диапазоне ~10 мм/год.

Максимальный прирост области осадконакопления, а, следовательно, и скорости спрединга морского дна выявлен в конце эоцена. В это время западный борт СБ₂³ достигает рифтовой долины хр. Гаккеля, где, очевидно, смыкается с аналогичным бассейном котловины Нансена. В результате верхние горизонты СБ₂³ формируют плащеобразный чехол, который перекрывает всю котловину Амундсена. Скорость спрединга на этом этапе достигает 10–13 мм/год.

Распространение осадков СБ₂³ по всему Евразийскому бассейну вплоть до рифтовой долины хр. Гаккеля позволяет считать, что в начале

олигоцена область возможной аккомодации осадков в Евразийском бассейне приобрела современные размеры и, следовательно, прекратился спрединг морского дна. Эти данные также дают возможность оценивать возраст базальных горизонтов осадочного выполнения рифтовой зоны хр. Гаккеля как позднеэоценовый.

Позднеэоценовый возраст базальных горизонтов осадочного выполнения рифтовой зоны хр. Гаккеля позволяет логично объяснить присутствие здесь мощных (до 1.5 км) осадочных комплексов [2, 32, 33, 38, 52, 65, 67, 69]. Как мы предположили ранее, формирование осадочного выполнения рифтовой долины происходило в течение последних 36–38 млн лет [65].

Олигоцен–четвертичный седиментационный бассейн (СБ₃). Данный седиментационный бассейн характеризуется наиболее простой структурой чехла. Множество сейсмических профилей показывают единую для всего Арктического бассейна, выдержанную структуру осадочного тела и характерную волновую картину [18] (см. рис. 6, см. рис. 8, рис. 10). Для осадочных толщ этого бассейна характерны минимальные латеральные градиенты мощностей этого комплекса. Средние значения мощности осадков СБ₃ на гребне хребта Ломоносова и в рифтовой долине хребта Гаккеля составляют около 200 м, а в котловине Амундсена редко превышают 400 м. Следовательно, максимальный градиент изменения мощности в глубоководной части не превышает 2 м на 1 км профиля. Исключения составляют только относительно мощные (до 1000 м) толщи клиноформ на континентальном склоне [16]. В соответствии с нашей стратиграфической моделью, осадочное заполнение СБ₃ формируют гемипелагические осадки олигоцена–квартера. Главным механизмом формирования седиментационного бассейна Евразийского бассейна в олигоцене–квартере, по нашему мнению, является конседиментационное прогибание (см. рис. 10).

На большей части Евразийского бассейна осадочные толщи СБ₃ залегают плащеобразно, большинство тектонических нарушений не проникают в толщи моложе палеоэоцена. В то же время, в области рифтовых гор хребта Гаккеля фиксируется система неотектонических нарушений с амплитудами перемещения по разлому до 200–300 м (см. рис. 6, см. рис. 8, см. рис. 10). Зона неотектонических дислокаций с перерывами прослеживается вдоль рифтовой долины хр. Гаккеля вплоть до выхода на шельф моря Лаптевых, где опирается в Центральное-Лаптевское поднятие. Примерно в этой же зоне происходит рассредоточение эпицентров землетрясений. Кроме того, на юге Евразийского бассейна закартированы осесимметричные фрагменты отмерших меловых грабен-рифтов (см. рис. 9).

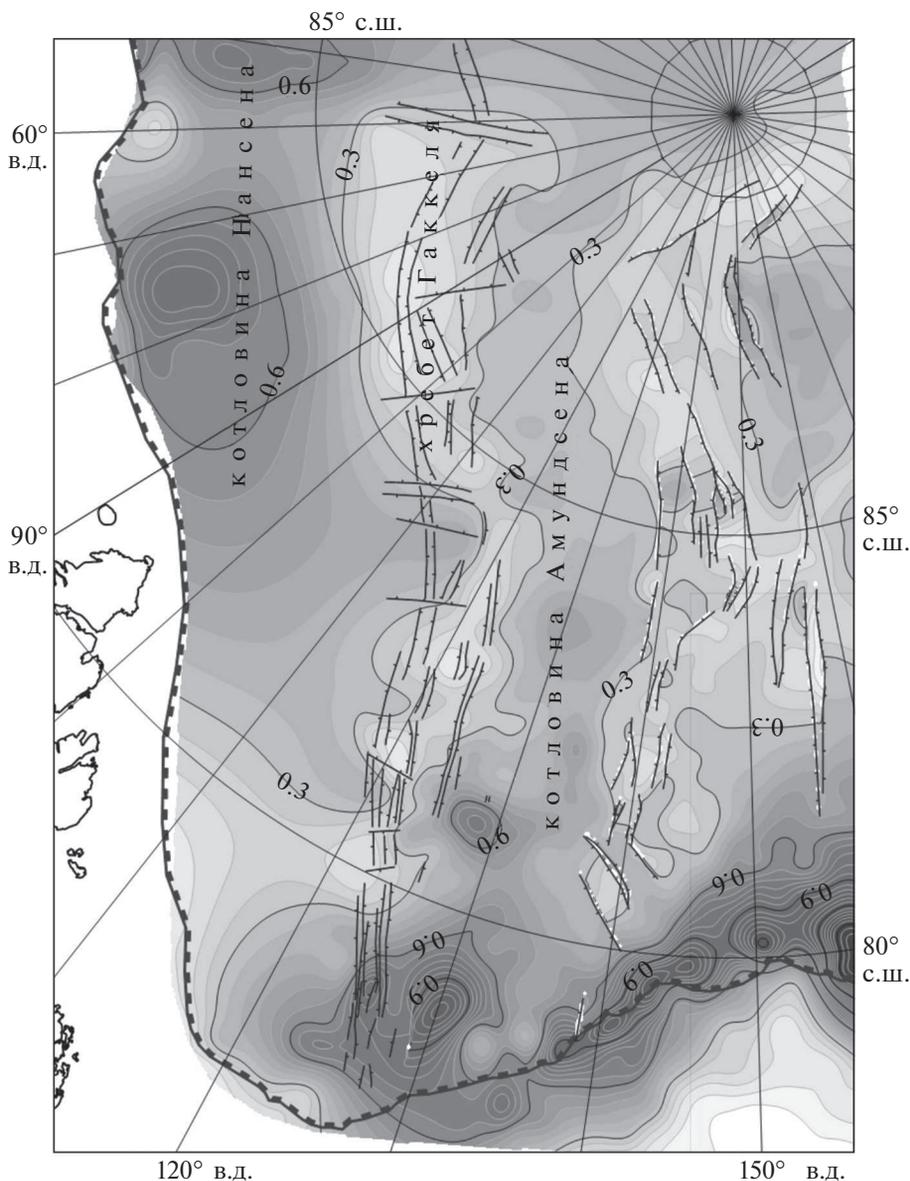


Рис. 10. Карта мощности олигоцен–четвертичного осадочного комплекса (СБ₃) в зоне сочленения Евразийского бассейна с Лаптевоморской континентальной окраиной (км). Показано: синексические тектонические нарушения (линия черным); бровка современного шельфа (зубчатая линия черным).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Модель формирования седиментационной системы Евразийского бассейна

Проведенный нами анализ структуры осадочного чехла котловины Амундсена дает возможность рассмотреть последовательность тектонических процессов, приведших к его формированию. Так как структура осадочного чехла котловины Амундсена подтверждает существование трех последовательно сформированных седиментационных бассейнов с различными структурно-фациальными обстановками, мы предлагаем следующую

последовательность этапов осадконакопления (рис. 11):

- мел–палеоценовый этап континентального рифтогенеза;
- эоценовый этап ультра-медленного спрединга в Евразийском бассейне;
- олигоцен–миоценовый этап конседиментационного прогибания бассейна в обстановках тектонического покоя;
- ~3(5) млн лет по настоящее время – этап неотектонической активизации.

Разработанная нами модель находится в соответствии с тектоническими событиями позднего мезозоя–кайнозоя, происходившими в континентальном обрамлении Арктического бассейна.

Меловой–палеоценовый этап (~130–56 млн лет)

Синрифтовая структура СБ₁ и его полная компенсация осадками, а также затухание большинства тектонических нарушений вблизи кровли его осадочного выполнения показывают, что доминирующей тектонической обстановкой этого этапа было региональное растяжение континентальной коры, сменившееся ближе к концу этапа тектоническим покоем.

Свидетельства такого тектонического сценария широко распространены в Арктике. По всей периферии Северного Ледовитого океана в интервале 130–53 млн лет фиксируется развитие вулканизма, типичного для эпиконтинентального рифтогенеза. На Шпицбергене и Земле Франца Иосифа мафические силлы датируются юрой–концом раннего мела [34]. Раннемеловые базальты покрывают почти всю площадь острова Беннетта [23]. На северном побережье острова Элмир рифтогенный магматизм фиксируется на полуострове Марвин 94.2 млн лет [40, 74, 75]. Рифтогенные магматические события палеоцена идентифицируются в Северной Гренландии, в проливе Нарес и на юге острова Элмир [39, 64, 72].

Геофизические свидетельства этапа регионального растяжения в интервале около 80 млн лет получены для Гренландской периферии хребта Ломоносова [36]. Кроме того, региональное растяжение континентальной литосферы в интервале 125–70 млн лет подтверждает вулканизм, типичный для крупных изверженных провинций. Выветрелые базальты мелового возраста, с несогласием перекрытые тепловодными осадками верхнего мела, известны на склонах хребта Альфа, Чукотском плато, хребте Нордвинд, в северной части Канадской котловины и на поднятии Менделеева [14, 28, 49, 60, 77]. Изучение изотопного состава и Ag/Ag датирование вулканитов показывает, что все базальты разделяются на три ассоциации: низко-Ti толеитовые базальты первой фазы, изливавшиеся в субаэральных условиях нача-

ла континентального рифтинга 125–112 млн лет, базальты второй (105–100 млн лет) и третьей (90–70 млн лет) с типичными внутриплитными характеристиками изливались в мелководно-морских условиях [60].

Середина раннего мела на Восточно-Сибирском шельфе знаменуется переходом от преимущественно компрессионных обстановок Верхояно-Чукотской орогении к региональному растяжению конца мела и последовавшему палеоценовому периоду тектонического покоя. Широко распространенные в восточной Арктике палеоценовые коры выветривания свидетельствуют о пенепленизации региона [1, 3, 11, 12, 20]. Почти все тектонические нарушения на шельфе затухают в кровле позднемеловых отложений. Палеоценовые отложения Восточно-Арктического шельфа формируют выдержанный плащ осадочных пород, имеющий слабые вариации мощности, отсутствие четких депоцентров и тектонических нарушений [16]. В глубоководной части комплекс палеоценовых отложений переходит в состояние конденсированного разреза, которому соответствуют верхние горизонты чехла с ОГ-А в кровле.

Таким образом, структура осадочного разреза СБ₁ (~130–56 млн лет) фиксирует события второй половины позднекиммерийского цикла. В Евразийском бассейне начинается формирование двух симметричных конседиментационных прогибов на плечах континентального рифта в котловинах Амундсена и Нансена (см. рис. 11, а). Области сноса располагались по периферии бассейнов – на хребте Ломоносова, Лаптевоморской континентальной окраине, Баренцево-Карской континентальной окраине. К концу этапа рифтогенные процессы вдоль оси бассейна привели к растяжению и разрыву континентальной литосферы. Эти события спровоцировали погружение центральной части Евразийского бассейна относительно бортов более чем на 1000 м, которое сформировало региональный наклон кровли синрифтовых отложений к центру бассейна с уклоном 0.5°–0.8°. Переход к новому, синокеаническому, этапу развития совпадает с началом первой стадии эврикской орогении – 56–53 млн лет [60].

Рис. 11. Этапы формирования котловины Амундсена.

I – эпиконтинентального рифтогенеза;

II – начало спрединга, формирование линейно-ориентированного магнитного поля;

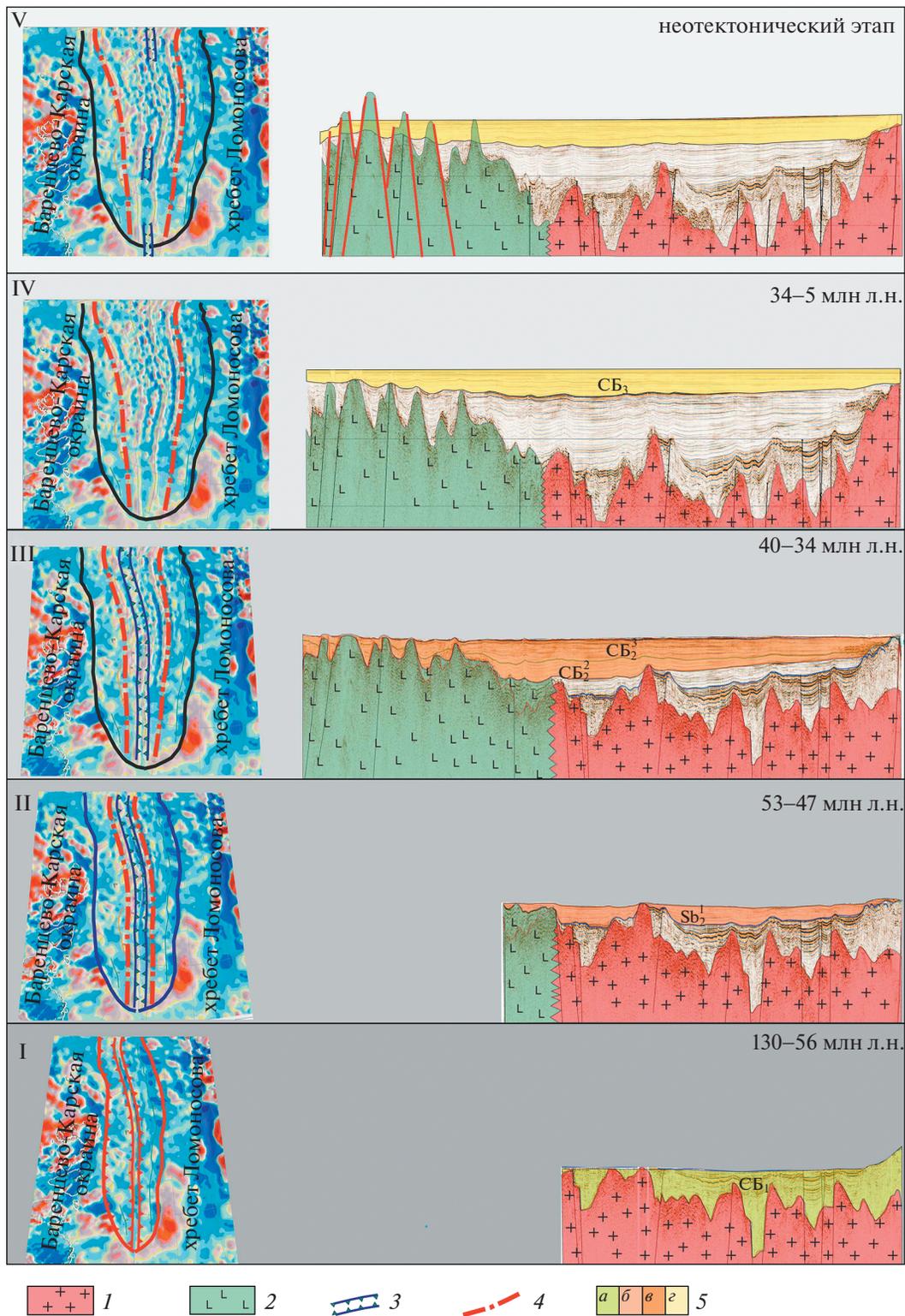
III – аккреция океанической коры, компенсация рифтовой долины осадками;

IV – замирание спрединга, конседиментационное прогибание;

V – пропация неотектонических движений.

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора; 3 – рифтовая долина хребта Гаккеля; 4 – граница континент–океан;

5 – седиментационные бассейны: а – СБ₁, б – СБ₂¹, в – СБ₂^{2–3}, г – СБ₃



Эоценовый этап (53–34 млн лет)

Эоценовый этап соответствует формированию син-спредингового седиментационного бассейна СБ₂, полностью охватившего современный Евразийский бассейн. За 21 млн лет происходит почти двукратное расширение зоны накопления осадков (см. рис. 11, а, б).

В отличие от позднекиммерийской активизации, известные тектонические события эоценового этапа фиксируются почти исключительно вдоль Северо-Американской окраины, совпадая по времени с эвриканской орогенцией. Согласно структурно-геологическим исследованиям на севере Гренландии и острове Элмир эвриканская орогенция, которая не сопровождалась такими тектоническими процессами, как субдукция, метаморфизм, коллизионный и аккреционный магматизм, представляет собой уникальный этап межплитных складчато-сдвиговых деформаций [61]. Наиболее яркие ее проявления наблюдаются вдоль сдвиговой зоны Де Гир, где выделяются две фазы эвриканской орогенции:

– первая фаза (53–47 млн лет) характеризовалась субширотным сжатием в Западно-Шпицбергенском складчатом поясе и активизацией крупной зоны левосторонней транспрессии на острове Элмир;

– во второй фазе (47–34 млн лет) произошло изменение транспрессионных обстановок на ортогональное сжатие [61].

Кроме этого, свидетельства тектонической активизации прослеживаются и далее – на запад вдоль всей границы Канадского архипелага. В море Бофорта к этому этапу относится ранняя фаза складчатости Бофортского пояса. Складчато-надвиговыми деформациями здесь затронуты породы эоценовой формации Ричардс, перекрываемые недеформированными олигоценовыми породами формации Кугмаллит. Очевидно, что деформации происходили в достаточно узком временном интервале в конце эоцена [48]. Недавно было выявлено короткое тектоническое событие ~34 млн лет, которое привело к обрушению центральной части Арктического бассейна и началу формирования глубоководных обстановок [16].

Вместе с затуханием тектонических движений к концу эоцена завершилось накопление отложенный СБ₂. В результате этого этапа бассейн приобрел современные очертания, его расширение прекратилось, а дальнейшее осадконакопление произошло в обстановках некомпенсированного конседиментационного погружения.

Именно в этот период была сформирована и заполнена осадками рифтовая долина хр. Гаккеля. Проведенные нами ранее расчеты времени, необходимого для формирования мощной толщи заполнения, подтвердили ранее приведенную интерпретацию [2, 19, 32, 33, 38, 52, 65, 67, 69].

Современные расчеты скоростей осадконакопления в Северном Ледовитом океане, подтвержденные результатами бурения на хр. Ломоносова, дают значения в пределах интервала 12–27 м/млн лет [24, 26, 65]. Экстраполяция этих значений на центральную часть Евразийского бассейна позволяет ожидать здесь осадконакопление со скоростями в пределах интервала 7–12 м/млн лет. Таким образом, для накопления в рифтовой зоне хр. Гаккеля осадочной толщи седиментационного бассейна СБ₂ мощностью 500 м необходимо не менее 40 млн лет, что соответствует разработанной нами модели формирования седиментационной системы Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана (см. рис. 6, см. рис. 8, см. рис. 11).

Олигоцен–миоценовый этап (34–3(5) млн лет)

Олигоцен–миоценовый этап в Евразийском бассейне характеризуется спокойными обстановками конседиментационного прогибания и приостановкой спрединга в хребте Гаккеля. В котловинах Нансена и Амундсена накапливается ненарушенный плащ осадочных СБ₃ мощностью 200–500 м (см. рис. 11, г). В результате дифференцированного проседания центральной части Арктического бассейна завершилось формирование современной морфоструктуры региона. К этому моменту открылись проливы Фрама и Беринга, что привело к установлению современного водообмена между Атлантикой, Северным Ледовитым океаном и Пацификой и стало причиной перехода от палеоцен–эоценового термального максимума к бореальному периоду.

Приостановка спрединга в этом же временном интервале предлагалась ранее на основании сейсмостратиграфического анализа сейсмических данных по южной части Евразийского бассейна [68, 69]. Спокойные тектонические обстановки олигоцена–миоцена фиксируются по всей периферии Северного Ледовитого океана и в смежных регионах. В олигоцене–миоцене вдоль Канадской континентальной окраины не фиксируются тектонические и магматические события [35, 61]. По другую сторону Берингова пролива, на севере Тихоокеанского региона, к началу олигоцена, вероятно, окончательно оформилась граница Северной Америки с Евразией [56]. В олигоцене–миоцене (35–5.3 млн лет) здесь также выделяется этап тектонического покоя [25]. В олигоцене начинается накопление плаща ненарушенных гемипелагических осадков не только в Евразийском, но и в Американо-Евразийском бассейнах, море Бофорта, а также Беринговоморском регионе [16, 25, 43, 48].

Этап неотектонической активизации

Новейший этап активизации океанического спрединга характеризуется возобновлением растяжения в рифтовой долине хребта Гаккеля. Ши-

рина зон новейших тектонических нарушений закономерно и ступенчато сужается от 280–300 км в Атлантическом до 100–120 км в Сибирском сегментах (см. рис. 6, см. рис. 8, см. рис. 11, д). Также наблюдается резкое ступенчатое сокращение ширины зоны линейно-ориентированного магнитного поля в Евразийском бассейне, которое происходит сначала на траверзе архипелага Земля Франца Иосифа, а затем на траверзе архипелага Северная Земля и в центриклинали Евразийского бассейна (см. рис. 2).

Предположение о существовании этапа неотектонической активизации позволяет объяснить высокую вулканическую, магматическую и гидротермальную активность Атлантического сегмента хребта Гаккеля, а также аномально высокое (до 0.76 событий в час) количество землетрясений в его центральной области [38, 57, 74].

Возобновление спрединга в осевой зоне хребта Гаккеля может быть объяснено последовательной пропагацией новой волны растягивающих напряжений со стороны Норвежско-Гренландского бассейна. Поступательное продвижение фронта раздвига вдоль оси хребта Гаккеля объясняет как резкие морфологические различия в строении его рифтовой зоны, так и ступенчатую форму области линейно-ориентированного магнитного поля [33, 65].

Существование этапа неотектонической активизации на рубеже миоцена–плиоцена подтверждает неоген–четвертичным внутриплитный щелочно-базальтовый и фойдитовый вулканизм островов Жохова и Вилькицкого с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ оценками возраста 1.2 ± 0.2 млн лет [13, 18]. Непосредственно на хребте Гаккеля с этим этапом связаны магматические события во впадине Киселева (3.65 ± 0.01 млн лет [51], возможно ~ 1 млн лет [62]).

Данные глубоководного бурения восточного фланга хребта Книповича позволяют датировать базальные горизонты син-спредингового осадочного чехла и относить активизацию процессов спрединга к плиоцену [29, 30] (см. рис. 7). Кроме того, бурением скважины № 344 DSDP в восточном фланге хребта Книповича был вскрыт базальтовый силл, для которого получены оценки возраста ~ 3 млн лет (ранний плиоцен) [71]. В Северной Пацифике также фиксируется плиоценовый неотектонический этап, сменивший олигоцен–миоценовый период тектонического покоя [25].

ВЫВОДЫ

Полученные данные позволяют утверждать, что тектоническая эволюция Евразийского глубоководного бассейна Северного Ледовитого океана уникальна и не имеет аналогов.

1. Структура осадочного чехла котловин Амундсена и Нансена надежно фиксирует последовательность тектонических событий в регионе и позволяет разделить историю формирования Евразийского бассейна на четыре этапа:

– Первый, мел–палеоценовый этап (130 (?)–56 млн лет), начинается с формирования линейного эпиконтинентального рифтогенного прогиба, охватывающего в современных координатах западную часть котловины Амундсена и восточную часть котловины Нансена. Комплекс структурно-тектонических данных свидетельствует о его связи с синхронными бассейнами на Лаптево-морской континентальной окраине и на хребте Ломоносова. Основным тектоническим процессом этого этапа было региональное растяжение, которое возникло по завершении поздне-кimmerийской складчатости и продолжалось до конца позднего мела. Конец этапа характеризуется обстановками тектонического покоя.

– Второй, эоценовый этап (53–34 млн лет) определяется началом спрединга в хребте Гаккеля, который разделил единый эпиконтинентальный бассейн на котловины Нансена и Амундсена. К концу эоценового этапа области седиментации расширилась вплоть до современных границ Евразийского бассейна, завершилось формирование рифтовой долины хребта Гаккеля и компенсация рифтовой долины осадками. Анализ геологических данных по периферии Арктики показывает, что спрединг в Евразийском бассейне был синхронен и, очевидно, парагенетически связан с эврикскими тектоническими движениями вдоль Гренландско-Канадской континентальной окраины. Синхронные тектонические движения происходили также на Тихоокеанской периферии Арктического бассейна. Завершающие проявления эврикской орогении запустили дифференцированное проседание центральной части Северного Ледовитого океана, что стало началом океанского седиментогенеза.

– Третий олигоцен–миоценовый этап (34–5 млн лет) характеризуется тектонически спокойными обстановками конседиментационного прогибания бассейна, о чем свидетельствует плащеобразное залегание осадочных комплексов и отсутствие тектонических нарушений.

– Современный этап характеризуется возобновлением процесса растяжения океанической литосферы в зоне рифтовой долины хребта Гаккеля, обусловленным последовательной пропагацией спрединга со стороны Норвежско-Гренландского бассейна. С этим этапом связаны новейшие тектонические нарушения в осевой зоне бассейна, а также рои современных мелкофокусных землетрясений тектонического и магматического происхождения, фиксируемые в зоне рифтовых гор.

2. Разработанная нами модель двустадийного спрединга, ограниченного центральными частями котловин Амундсена и Нансена позволяет объяснить большинство геологических проблем, не находящихся объяснения в рамках магнито-стратиграфической модели ультрамедленного спрединга:

– Область новобразованной океанической коры, ограниченная центральной частью Евразийского бассейна, совпадает с областью линейного магнитного поля. За пределами этой области выделение системы линейных магнитных аномалий полагается нами спекулятивным.

– Спрединг в интервале 56–34 млн лет совпадает с этапом эвриканской орогении и связан с этим тектоническим событием.

– Аномально высокие мощности осадков в рифтовой зоне хребта Гаккеля мы объясняем эоценовым заложением рифтовой долины, что совпадает с оценками скоростей осадконакопления.

– Морфологическая сегментация хребта Гаккеля на Атлантический и Сибирский сегменты объясняется пропагацией растягивающих напряжений со стороны Норвежско-Гренландского бассейна и возобновлением спрединга. По полученным сейсмическим данным, современное растяжение в рифтовой долине происходит по имеющемуся осадочному выполнению.

– Определение и проведение границы континент–океан примерно по середине современных котловин Нансена и Амундсена увеличивает области континентальной коры.

Благодарности. Авторы глубоко благодарны нашим безвременно ушедшим старшим коллегам Н.Н. Соболеву и С.П. Шокальскому (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) за поддержку в работе и ценные научные консультации по теме статьи. Авторы признательны В.Ф. Проскурнину и В.Н. Зинченко (ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) за полезный критический разбор результатов.

Авторы признательны рецензенту проф., чл.-корр. РАН С.Д. Соколову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) и анонимному рецензенту за полезные и конструктивные комментарии.

Авторы выражают благодарность ак. К.Е. Дегтяреву (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за обсуждение рукописи и редакции журнала за подготовку нашей статьи.

Финансирование. Настоящая работа выполнена в Отделе сводного и обзорного геологического картографирования ВСЕГЕИ в рамках Государственных заданий Федерального агентства по недропользованию № 049-00009-18-00 и № 049-00013-19-00 за 2018 и 2019 годы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Александрова Г.Н.* Геологическое развитие Чаунской впадины (Северо-Восток России) в палеогене

и неогене. Ст.1. Неоген // Бюлл. МОИП. Отдел. Геол. 2016. Т. 91. № 4–5. С. 148–164.

2. *Грачев А.Ф., Карасик А.М.* Разрастание океанического дна и тектоника Евразийского бассейна. – В кн.: *Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана.* – Под ред. И.С. Грамберга, В.М. Лазуркина, М.Г. Равича, Б.В. Ткаченко – Л.: НИИГА, 1974. С. 19–33.
3. *Гриненко О.В., Сергеенко А.И., Белолобский И.Н.* Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России // Отечественная геология. 1997. № 8. С. 14–20.
4. *Гусев Е.А., Лукашенко Р.В., Попко А.О., Рекант П.В., Миролюбова Е.С., Пяткова М.Н.* Новые данные о строении склонов подводных гор поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН. 2014. Т. 455. № 2. С. 184–188.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X14030179>
5. *Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Дараган-Суцлов Ю.И., Леонтьев Д.И., Савельев И.Н.* История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. 2020. № 84. С. 25–44.
6. *Деревянко Л.Г., Гусев Е.А., Крылов А.А.* Палинологическая характеристика меловых отложений хребта Ломоносова // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2. С. 78–84.
7. *Карасик А.М.* Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского суббассейна Северного Ледовитого океана. – В кн.: *Геофизические методы разведки в Арктике.* – Под ред. Р.М. Деменицкой – Л.: НИИГА, 1968. Вып. 5. С. 8–19.
8. *Карасик А.М.* Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиции тектоники плит – В сб.: *Проблемы геологии полярных областей Земли.* – Под ред. И.С. Грамберга, В.М. Лазуркина, М.Г. Равича, Б.В. Ткаченко – Л.: НИИГА. 1974. С. 23–31.
9. *Ким Б.И., Глейзер З.И.* Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 63–83.
<https://doi.org/10.1134/S0869593807040053>
10. *Киселев Ю.Г.* Глубинная геология Арктического бассейна. – М.: Недра, 1986. 224 с.
11. *Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Сесил М.П., Смирнов А.Н., Ушаков В.И., Хандожко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д.* Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. – Под ред. М.К. Косько, В.И. Ушакова – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. 137 с.
12. *Кузмичев А.Б., Александрова Г.Н., Герман А.Б., Данукалова М.К., Симакова А.Н.* Палеоген-неогеновые отложения острова Бельковский (Новосибирские острова): к характеристике осадочного чехла в восточной части шельфа моря Лаптевых // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 4. С. 91–116.
<https://doi.org/10.7868/S0869592X13040054>

13. Лейер П.У., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозойд // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 5. С. 621–624.
14. 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 // Регион. геология и металлогения. 2013. № 53. С. 34–55.
15. Пискарев А.Л., Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В., Глебовский В.Ю., Глумов И.Ф., Гусев Е.А., Жолондз С.М., Казанин Г.С., Каминский В.Д., Киреев А.А., Морозов А.Ф., Петров О.В., Смирнов О.Е., Фирсов Ю.Г., Зинченко А.Г., Павленкин А.Д., Поселова Л.Г., Савин В.А., Черных А.А., Элькина Д.В. Арктический бассейн (геология и морфология). – Под ред. В. Д. Каминского – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
16. Рекант П.В., Леонтьев Д.И., Петров Е.О. Неотектонический этап развития Арктического бассейна. Начало, основные события, связь тектоники и осадконакопления // Регион. геология и металлогения. 2020. № 81. С. 60–72.
17. Рекант П.В., Петров О.В., Прищепенко Д.В. Формирование складчато-надвиговой структуры южной части шельфа Восточно-Сибирского моря по результатам структурного анализа сейсмических материалов // Регион. геология и металлогения. 2020. № 82. С. 35–59.
18. Сахно В.Г., Крымский Р.Ш., Беляцкий Б.В., Шевченко С.С., Сергеев С.А. Мантийные источники четвертичного вулканизма о. Жохова (о-ва Де Лонга, Восточная Арктика): изотопно-геохимические характеристики базальтоидов и включений шпинелевых лерцолитов // ДАН. 2015. Т. 460. № 4. С. 446–452. <https://doi.org/10.7868/S0869565215040180>
19. Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В. Новые данные о геологическом строении Юго-западной части поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // ДАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190–196. <https://doi.org/10.7868/S0869565217260152>
20. Слободин В.Я., Ким Б.И., Степанова Г.В., Коваленко Ф.Я. Расчленение разреза Айонской скважины по новым биостратиграфическим данным. – В кн.: *Стратиграфия и палеонтология мезо–кайнозой Советской Арктики*. – Под ред. Н.И. Шульгиной – СПб.: Севморгеология, 1990. С. 43–58.
21. Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Ефимов В.Н. Геолого-геофизический атлас центральной части Атлантического океана. – М.: ГИН РАН. 2016. 32 с. – [Электронное издание], http://atlantic.ginras.ru/download/books/Central_Atlantic_Geological-Geophysical_Atlas_Vol_I_2016_ru.pdf (Дата обращения 10.07.2021)
22. *Тектоническая карта Арктики*. – Под ред. О.В. Петрова, М. Пубелье – СПб.: ВСЕГЕИ–CGMW, 2019. 72 с.
23. Федоров П.И., Флёров 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.
24. Черных А.А., Крылов А.А. Длительность, причины и геодинамическое значение среднекайнозойского перерыва в осадконакоплении в приполюсной части хребта Ломоносова (по материалам бурения IODP-302-ACEX) // Океанология. 2017. Т. 57. № 5. С. 745–756. <https://doi.org/10.7868/S0030157417050094>
25. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Шеремет О.Г., Кононов М.В. Кайнозойская геодинамика Берингово-морского региона // Геотектоника. 2012. № 3. С. 47–69. <https://doi.org/10.1134/S001685211203003X>
26. Backman J., Jakobsson M., Frank M., Sangiorgi F., Brinkhuis H., Stickley C., O'Regan M., Lovlie R., Pålke H., Spofforth D., Gattaceca J., Moran K., King J., Heil C. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic ACEX sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. P. 1–15. <https://doi.org/10.1029/2007PA001476>
27. Brozina J.M., Childers V.A., Lawver L.A., Gahagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // *Geology*. 2003. Vol. 31. No. 9. P. 825–828. <https://doi.org/10.1130/G19528.1>
28. Brumley K., Miller E.L., Konstantinou A., Grove M., Meisling K.E., Mayer L.A. First bedrock samples dredged from submarine outcrops in the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // *Geosphere*. 2015. Vol. 11. No. 1. P. 76–92. <https://doi.org/10.1130/GES01044.1>
29. Bruvold V., Breivik A.J., Mjelde R., Pedersen R.B. Burial of the Mohn-Knipovich seafloor spreading ridge by the Bear Island Fan: Time constraints on tectonic evolution from seismic stratigraphy // *Tectonics*. 2009. Vol. 28. No. 4. P. 1–14. <https://doi.org/10.1029/2008TC002396>
30. Butt F.A., Elverhøi A., Solheim A., Forsberg C.F. Deciphering Late Cenozoic development of the western Svalbard Margin from ODP Site 986 results // *Marin. Geol.* 2000. Vol. 169. No. 3–4. P. 373–390. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00088-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00088-8)
31. Clark D.L., Whitman R.R., Morgan K.A., Mackey S.D. Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean // *GSA Spec. Pap.* 1980. Vol. 181. 57 p. <https://doi.org/10.1130/SPE181-p1>
32. Coakley B.J., Cochran J.R. Gravity evidence of very thin crust at the Gakkel Ridge (Arctic Ocean) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 162. Is. 1–4. P. 81–95. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00158-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00158-7)
33. Cochran J.R., Kurras G.J., Edwards M.H., Coakley B.J. The Gakkel Ridge: Bathymetry, gravity anomalies, and crustal accretion at extremely slow spreading rates //

- J. Geophys. Res. Solid Earth. 2003. Vol. 108. No. B2. <https://doi.org/10.1029/2002JB001830>
34. 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. Magazine*. 2013. Vol. 150. Is. 6. P. 1127–1135. <https://doi.org/10.1017/S0016756813000162>
 35. Døssing A., Hopper J.R., Olesen A.V., Rasmussen T.M., Halpenny J. New aero-gravity results from the Arctic: Linking the latest Cretaceous-early Cenozoic plate kinematics of the North Atlantic and Arctic Ocean: New aero-gravity results, Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. Vol. 14. Is. 10. P. 4044–4065. <https://doi.org/10.1002/ggge.20253>
 36. Døssing A., Hansen T.M., Olesen A.V., Hopper J.R., Funck T. Gravity inversion predicts the nature of the Amundsen Basin and its continental borderlands near Greenland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. Vol. 408. P. 132–145. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.011>
 37. Drachev S.S. Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins. – In: *Arctic Petroleum Geology*. – Ed. by A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stupakova, K. Sørensen, (Geol. Soc. London. Mem. 2011. Vol. 35. Ch. 25). P. 369–394. <https://doi.org/10.1144/M35.25>
 38. Edwards M.H., Kurras G.J., Tolstoy M., Bohnenstiehl D.R., Coakley B.J., Cochran J.R. Evidence of recent volcanic activity on the ultraslow-spreading Gakkel ridge // *Nature*. 2001. Vol. 409. No. 6822. P. 808–812. <https://doi.org/10.1038/35057258>
 39. Estrada S., Henjes-Kunst F., Melcher F., Tessensohn F. Paleocene alkaline volcanism in the Nares Strait region: evidence from volcanic pebbles // *Int. J. Earth Sci.* 2010. Vol. 99. P. 863–890. <https://doi.org/10.1007/s00531-009-0432-6>
 40. Estrada S., Henjes-Kunst F. ^{40}Ar – ^{39}Ar and U–Pb dating of Cretaceous continental rift-related magmatism on the northeast Canadian Arctic margin // *German J. Geosci.* 2013. Vol. 164. P. 107–130. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2013/0005>
 41. Gaedicke C., Weigelt E., Berglar K., Wilfried J., Stein R. New reflection seismic profiles across the southern Amundsen Basin and Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // *EGU General Assembly* 2019. 2019. Vol. 21. No. EGU2019-4929. P. 1.
 42. Gaina C., Nikishin A.M., Petrov E.I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region: A link to the Eurekan orogeny? // *Arktos*. 2015. Vol. 1. P. 1–11. <https://doi.org/10.1007/s41063-015-0006-8>
 43. *Geological Atlas of the Beaufort-Mackenzie area*. – Ed. by J. Dixon, (Geol. Surv. Canada, Min. Natur. Resour. Canada, Miscellaneous Rep. 1996). 173 p.
 44. Gernigon L., Franke D., Geoffroy L., Schiffer C., Foulger G.R., Stoker M. Crustal fragmentation, magmatism, and the diachronous opening of the Norwegian-Greenland Sea // *Earth Sci. Rev.* 2020. Vol. 206. P. 102839. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.011>
 45. Goldstein S.L., Soffer G., Langmuir C.H., Lehnert K.A., Graham D.W., Michael P.J. Origin of a “Southern Hemisphere” geochemical signature in the Arctic upper mantle // *Nature*. 2008. Vol. 453. No. 7191. P. 89–93. <https://doi.org/10.1038/nature06919>
 46. Grantz A., Scott R.A., Drachev S.S., Moore T.E., Valin Z.C. Sedimentary successions of the Arctic Region (58–64° to 90°N) that may be prospective for hydrocarbons // *Geol. Soc. Londo. Mem.* 2011. Vol. 35. P. 17–37. <https://doi.org/10.1144/M35.2>
 47. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada basins, Arctic Ocean // *Geol. Soc. London. Mem.* 2011. Vol. 35. Ch. 50. P. 771–799. <https://doi.org/10.1144/M35.50>
 48. Helwig J., Kumar N., Emmet P., Dinkelman M.G. Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential // *Geol. Soc. London. Mem.* 2011. Vol. 35. P. 527–543. <https://doi.org/10.1144/M35.35>
 49. Jokat W. Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean // *Geophys. J. Int.* 2003. Vol. 152. Is. 1. P. 185–201. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01839.x>
 50. Jokat W. The sedimentary structure of the Lomonosov Ridge between 88°N and 80°N // *Geophys. J. Int.* 2005. Vol. 163. Is. 2. P. 698–726. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02786.x>
 51. Jokat W., O’Connor J., Hauff F., Koppers A.A.P., Miggins D.P. Ultraslow Spreading and Volcanism at the Eastern End of Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2019. Vol. 20. Is. 12. P. 6033–6050. <https://doi.org/10.1029/2019GC008297>
 52. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31. Is. 2. P. 1–4. <https://doi.org/10.1029/2003GL018352>
 53. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // *Geophys. J. Int.* 1995. Vol. 122. Is. 2. P. 378–392. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb00532.x>
 54. Kos’ko M., Trufanov G. Middle Cretaceous to Eopleistocene sequences on the New-Siberian islands: an approach to interpret offshore seismic // *Marin. Petrol. Geol.* 2002. Vol. 19. Is. 7. P. 901–919. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00057-0](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00057-0)
 55. Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V., Isakova T.N., Ivanova R.M., Mirolyubova E.S., Rekant P.V., Gusev E.A. Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (eastern Arctic): A study of dredged seafloor material // *J. Geodynam.* 2018. Vol. 120. P. 23–44. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.05.001>
 56. Mackey K.G., Fujita K., Gunbina L.V., Kovalev V.N., Imaev V.S., Koz’min B.M., Imaeva L.P. Seismicity of the Bering Strait region; evidence for a Bering Block // *Geology*. 1997. Vol. 25. No. 11. P. 979–982.

- [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0979:SOTBSR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0979:SOTBSR>2.3.CO;2)
57. *Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J.B., Snow J.E., Goldstein S.L., Graham D.W., Lehnert K., Kurras G., Jokat W., Mühle R., Edmonds H.N.* Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // *Nature*. 2003. Vol. 423. No. 6943. P. 956–961. <https://doi.org/10.1038/nature01704>
 58. *Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T., Sommaruga A., Torsvik T.H.* Greenland – Norway separation: A geodynamic model for the North Atlantic // *Norweg. J. Geol.* 2002. Vol. 82. P. 282–299.
 59. *Mosher D.C., Shimeld J., Hutchinson D., Chian D., Lebedeva-Ivanova N., Jackson R.* Canada Basin Revealed. – In: *Offshore Technology Conference*, (Houston, Texas, USA, 2012. Pap. OTC-23797-MS). <https://doi.org/10.4043/23797-MS>
 60. *Mukasa S.B., Andronikov A., Brumley K., Mayer L.A., Armstrong A.* Basalts from the Chukchi borderland: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and geochemistry of submarine intraplate lavas dredged from the Western Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2020. Vol. 125. Is. 7. P. 1–41. <https://doi.org/10.1029/2019JB017604>
 61. *Piepjohm K., Gosen W. von, Tessensohn F.* The Eurekan deformation in the Arctic: an outline // *J. Geol. Soc.* 2016. Vol. 173. Is. 6. P. 1007–1024. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-081>
 62. *Piskarev A., Elkina D.* Giant caldera in the Arctic Ocean: Evidence of the catastrophic eruptive event // *Sci. Rep.* 2017. Vol. 7. No. 46248. <https://doi.org/10.1038/srep46248>
 63. *Poirier A., Hillaire-Marcel C.* Improved Os isotope stratigraphy of the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2011. Vol. 38. Is. 14. L14607. P. 1–6. <https://doi.org/10.1029/2011GL047953>
 64. *Reinhardt L., Estrada S., Andruseit H., Dohrmann R., Piepjohm K., von Gosen W., Davis D.W., Davis B.* Altered volcanic ashes in Palaeocene and Eocene sediments of the Eureka Sound Group (Ellesmere Island, Nunavut, Arctic Canada) // *German J. Geosci.* 2013. Vol. 164. Is. 1. P. 131–147. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2013/0004>
 65. *Rekant P.V., Gusev E.A.* Sediments in the Gakkel Ridge rift zone (Arctic Ocean): structure and history // *Russian Geol. Geophys.* 2016. Vol. 57. Is. 9. P. 1283–1287. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.08.013>
 66. *Sauermilch I., Weigelt E., Jokat W.* Pre-rift sedimentation of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean at 84°N – A correlation to the complex geologic evolution of the conjugated Kara Sea // *J. Geodynam.* 2018. Vol. 118. P. 49–54. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.05.002>
 67. *Schindwein V., Müller C., Jokat W.* Microseismicity of the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean: a pilot study // *Geophys. J. Int.* 2007. Vol. 169. Is. 1. P. 100–112. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03308.x>
 68. *Sekretov S.B.* Northwestern margin of the East Siberian Sea, Russian Arctic: Seismic stratigraphy, structure of the sedimentary cover and some remarks on the tectonic history // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 339. Is. 3–4. P. 353–371. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00108-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00108-1)
 69. *Sekretov S.B.* Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasia Basin, Arctic Ocean // *Tectonophysics*. 2002. Vol. 351. Is. 3. P. 193–243. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00278-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00278-5)
 70. *Spielhagen R.F., Bonani G., Eisenhauer A., Frank M., Frederichs T., Kassens H., Kubik P.W., Mangini A., Pedersen N.N., Nowaczyk N.R., Schäper S., Stein R., Thiede J., Tiedemann R., Wahsner M.* Arctic Ocean evidence for late Quaternary initiation of northern Eurasian ice sheets // *Geology*. 1997. Vol. 25. Is. 9. P. 783–786. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0783:AOEFLQ>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0783:AOEFLQ>2.3.CO;2)
 71. *Tahwani M., Udintsev G.V., Bjoerklund K., Caston V.N.D., Faas R.W.* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. – (Washington: U.S. Governm. Print. Office, 1976. Vol. XXXVIII). P. 1256. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.38.1976>
 72. *Tectonostratigraphic Atlas of the Northeast Atlantic region.* – Ed. by J.R. Hopper, T. Funk, M. Stoker, U. Artling, G. Peron-Pinvidic, H. Doornenbal, C. Gaina, (Geol. Surv. Denmark and Greenland (GEUS), 2014). P. 338.
 73. *Tegner C., Storey M., Holm P.M., Thorarinsson S.B., Zhao X., Lo C.-H., Knudsen M.F.* Magmatism and Eurekan deformation in the High Arctic large igneous province: ^{40}Ar – ^{39}Ar age of Kap Washington group volcanics, North Greenland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 303. Is. 3–4. P. 203–214. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.047>
 74. *Tolstoy M., Bohnenstiehl D.R., Edwards M.H., Kurras G.J.* Seismic character of volcanic activity at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge // *Geology*. 2001. Vol. 29. Is. 12. P. 1139–1142. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<1139:SCOVAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<1139:SCOVAA>2.0.CO;2)
 75. *Trettin H.P., Parrish R.R.* Late Cretaceous bimodal magmatism, northern Ellesmere Island: isotopic age and origin // *Canad. J. Earth Sci.* 1987. Vol. 24. Is. 2. P. 257–265. <https://doi.org/10.1139/e87-027>
 76. *Trettin H.P., Parrish R.R., Roddick J.C.* New U–Pb and ^{40}Ar – ^{39}Ar age determinations from northern Ellesmere and Axel Heiberg islands, Northwest Territories and their significance // *Geol. Surv. Canada*. 1992. No. 92-2. P. 3–30. <https://doi.org/10.4095/134161>
 77. *Van Wagoner N.A., Williamson M.-C., Robinson P.T., Gibson I.L.* First samples of acoustic basement recovered from the Alpha Ridge, Arctic Ocean: new constraints for the origin of the ridge // *J. Geodynam.* 1986. Vol. 6. Is. 1–4. P. 177–196. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(86\)90038-4](https://doi.org/10.1016/0264-3707(86)90038-4)
 78. *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. Vol. 84. Is. B3. P. 1071–1089. <https://doi.org/10.1029/JB084iB03p01071>

Model of Formation of the Sedimentary System of the Eurasian Basin of the Arctic Ocean as a Basis for Reconstruction of Its Tectonic Evolution

P. V. Rekant^a, O. V. Petrov^{a,*}, E. A. Gusev^b

^a*Karpinsky All-Russia Geological Research Institute (VSEGEI), bld. 74, Sredny Prosp., 199106 St. Petersburg, Russia*

^b*Gramberg VNIIOkeangeologia, bld. 1, Angliyskiy Ave., 190121 Saint-Petersburg, Russia*

**e-mail: vsmdir@vsegei.ru*

Based on the results of research work of the expeditions “Arctic-2011” and “Arctic-2014”, organized by the Federal Agency for Subsoil Use (Rosnedra), research was carried out, and it contains results of analysis of the structure of the sedimentary cover of the Eurasian basin of the Arctic Ocean. For the first time, for tectonic constructions, the entire array of seismic data was used, including, in addition to domestic, foreign seismic profiles. The results obtained make it possible to reconstruct vast areas of development of the continental lithosphere in the Eurasian basin. Based on the analysis of the structure of the sedimentary cover of the Amundsen Basin, four stages of the geological history of the formation of the sedimentary system of the Eurasian basin of the Arctic Ocean are substantiated. During the first, Cretaceous–Paleocene stage, vast axisymmetric epicontinental paleo-basins of the Amundsen and Nansen basins were formed on the shoulders of the continental rift, which were subsequently separated by spreading of the seabed. Evidence of similar rifting environments of the second half of the Cretaceous is recorded along the entire periphery of the Arctic basin from about Greenland Isl. to the Chukchi uplift. The second (Eocene) spreading stage was characterized by staged accretion of the oceanic crust in the Gakkel Ridge and was accompanied by a gradual expansion of the sedimentary basin up to the modern margins of the Eurasian Basin. The third stage (Oligocene–Miocene) consedimentation subsidence corresponded to the accumulation of a thick undisturbed sedimentary cover throughout the Eurasian Basin, which indicates the cessation of spreading in the Gakkel Ridge and the establishment of a tectonic dormancy regime. Similar situations at this stage are recorded along the entire periphery of the Arctic Basin. The resumption of spreading processes occurred at the fourth (Pliocene–Quaternary) neotectonic stage. As a result of activation of spreading processes in the Norwegian–Greenland Basin, tectonic stresses penetrate into the Eurasian Basin along the axis of the Gakkel Ridge. The distinct morphological division of the Gakkel Ridge into the Siberian and Atlantic segments is explained by the abrupt transfer of tectonic stresses in the North Atlantic, which is also confirmed by the anomalously high tectonic, volcanic and hydrothermal activity of the Gakkel Ridge.

Keywords: Arctic Ocean, Eurasian Basin, Gakkel Ridge, Amundsen Basin, Nansen Basin, sedimentation model, spreading, rift valley, sedimentation basin, tectonic evolution

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СУТУРЫ

© 2021 г. С. Д. Соколов¹*, М. И. Тучкова¹, Г. В. Леднева¹,
М. В. Лучицкая¹, А. В. Ганелин¹, Е. В. Ватрушкина¹, А. В. Моисеев¹

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: ssokolov43@mail.ru

Поступила в редакцию 21.03.2021 г.

После доработки 27.06.2021 г.

Принята к публикации 15.07.2021 г.

Южно-Анюйская складчатая система образовалась в конце раннего мела на месте закрывшегося океанического бассейна в результате коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибирского континента. В тектонической истории океанического бассейна выделены два различающихся этапа. На первом этапе (поздний палеозой–ранний мезозой) существовал Прото-Арктический океан, который объединял бассейны Южно-Аньюйский и Ангаючам. Второй этап (волжский ярус – готерив–баррем) завершился прекращением спрединга, сокращением океанического бассейна и накоплением турбидитов. На западе, Южно-Аньюйская сутура заканчивается в виде Хромской петли и, подобно Колымской петле, сутура представляет собой пакет аллохтонов, сложенных фрагментами Прото-Арктического океана. В центральной части сутура является результатом коллизии Чукотского микроконтинента с активной окраиной Колымо-Омолонского микроконтинента. Восточным окончанием коллизионной сутуры являются офиолиты в бассейне р. Матачингай. На Восточной Чукотке происходила аккреция поздне триасовых–раннеюрских энсиматических островных дуг Вельмайского террейна к Чукотскому микроконтиненту. В этой области Прото-Арктический океан соединялся с Мезо-Пацификом, откуда транспортировались островодужные террейны. Южно-Аньюйской сутура является границей Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей и соответственно границей тихоокеанских и арктических структур. В тектонической истории этих структур есть существенные различия, которые определяются: разной историей и возрастом Прото-Арктического и Оймяконского палеоокеанов, фрагменты которых сохранились в Хромской и Колымской структурных петлях, а также особенностями осадконакопления на Верхоянской и Чукотской пассивных окраинах, которые принадлежали палеоконтинентам Сибири и Лаврентии.

Ключевые слова: тектоника, геодинамика, террейны, офиолиты, островные дуги, турбидиты, палеозой, мезозой, Южно-Аньюйская сутура, Северо-Восточная Азия

DOI: 10.31857/S0016853X21050088

ВВЕДЕНИЕ

Южно-Аньюйская складчатая система является важным тектоническим элементом в структуре арктической окраины Азии и рассматривается как сутура, которая образовалась на месте океанического бассейна, закрывшегося в конце раннего мела в результате коллизии Северо-Американского и Северо-Азиатского (Сибирского) континентов [19, 38–40].

Происхождение сутуры, время ее формирования, возраст и палеотектоническую интерпретацию слагающих структурно-вещественных комплексов необходимо учитывать для решения проблемы формирования структур литосферы Восточной Арктики. С этим связан наметившийся в последние годы повышенный интерес к изучению Южно-Аньюйской сутуры [2, 7, 10, 47, 58,

60, 71, 74, 76, 82, 83, 85]. Многие из перечисленных выше вопросов остаются еще недостаточно изученными или дискуссионными. Например, нет единства мнений и относительно природы существовавшего на месте сутуры Южно-Аньюйского океанического бассейна:

- поздне мезозойский рифт с океанической корой, разделявший Евразийскую и Гипербореюскую плиты [45, 51, 52];

- океанический залив Мезо-Пацифика, разделявший:

- Евразию и Арктиду [5, 19],

- Евразию и Северную Америку [36, 39, 40, 50],

- Евразию и континентальный блок Беннет–Боровия [61, 78].

При этом большинство исследователей считают, что Южно-Аньюйский океанический бассейн

сформировался в поздней юре—раннем мелу. Однако, в последние годы было обосновано существование океанического бассейна в палеозое, по крайней мере, — в каменноугольное время [7, 32, 47].

Различны представления о положении и полярности зон субдукции, вдоль которых происходило поглощение литосферы Южно-Ануйского океанического бассейна с последующим его закрытием. Известны реконструкции с одной зоной субдукции, вдоль которой формировались островодужные комплексы Алазейско-Олойской складчатой системы, и реконструкции с двумя зонами субдукции, располагавшимися вдоль Сибирской и Чукотской окраин океанического бассейна [1, 2, 36, 39, 47, 58, 60].

В нашей статье мы рассматриваем тектоническую позицию и границы Южно-Ануйской сутуры (Южно-Ануйской складчатой системы) и ее взаимоотношение с окружающими структурами на основе анализа полученных данных по строению и составу структурно-вещественных комплексов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Верхояно-Чукотские мезозоида состоят из Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей, которые являются покровно-складчатыми коллизионными структурами Тихоокеанского пояса. В первом случае они образовались в результате коллизии Сибири с Колымо-Омолонским супертеррейном, а во втором случае — как результат коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибири [10, 37, 41, 47, 50]. В строении, составе и возрасте структурно-вещественных комплексов этих складчатых областей имеются существенные различия.

Чукотская (Новосибирско-Чукотская) складчатая область занимает северную арктическую окраину Северо-Восточной Азии. В ее составе выделяются Новосибирско-Врангелевская (Восточно-Арктическая), Ануйско-Чукотская и Южно-Ануйская складчатые системы [51, 52].

Новосибирско-Врангелевская и Ануйско-Чукотская складчатые системы имеют довольно простое двучленное строение: неопротерозойский (возможно, мезо-неопротерозойский) метаморфический фундамент и сложно дислоцированный палеозойско-мезозойский чехол [10, 23, 24, 47]. Чукотский микроконтинент входил в состав микроплиты Арктическая Аляска—Чукотка или континентального блока Беннет—Боровия [8, 64, 76, 78].

Южно-Ануйская складчатая система разделяет структуры Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей (рис. 1). Южнее, вдоль северной границы Верхояно-Колымской складчатой области расположены структуры Алазейско-Олойской складчатой системы, сложенной, в ос-

новном, островодужными террейнами широкого возрастного диапазона от девона до конца раннего мела [10, 41, 50, 52]. Мощность земной коры Южно-Ануйской складчатой системы незначительная и составляет в среднем 34 км.

ЮЖНО-АНУЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Впервые была выделена в бассейне рек Большой и Малый Ануй [36, 39, 40]. Именно на изучении геологии этого региона базируются все имеющиеся представления о строении и геологической истории Южно-Ануйской складчатой системы. Она включает Шалауровский (о. Большой Ляховский), Южно-Ануйский (междуречье рек Большой Ануй и Малый Ануй) и Вельмайский (Восточная Чукотка) террейны.

Южно-Ануйский террейн

Геологической основой для выделения сутуры послужили результаты геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 200000 [14, 15, 43, 44]. В ее составе выделялись верхнеюрские кремнисто-глинисто-граувакковая и толеит-базальтовая формации, берриас—готеривские терригенные отложения. В небольших тектонических блоках отмечались выходы вулканогенно-осадочных образований карбона и триаса—нижнего мела. Относительно триасового флиша имелись противоположные точки зрения: широкое распространение в бассейнах рек Уямканда и Устиева [15] или небольшие тектонические блоки среди отложений верхней юры-нижнего мела [45].

Считалось, что выходы гипербазитов, габброидов и плагиогранитов, в том числе крупных Уямкандинского и Громаденско-Вургувеемского массивов, являются базитовым фундаментом центральной зоны и вместе с перекрывающей вулканогенно-кремнистой формацией верхней юры относились к офиолитовой ассоциации. По бортам мезозойского Южно-Ануйского океанического бассейна выделялись конвергентные границы. Зона субдукции Нутесынской островной дуги, располагавшейся на краю Чукотского микроконтинента, погружалась на север. В Олойской островной дуге, существовавшей на юге, вдоль Алазейско-Олойской конвергентной границы зона субдукции погружалась в южном направлении [36, 39, 40, 43—45].

Южно-Ануйскую сутуру принято было рассматривать как структуру, возникшую после закрытия рифтогенного позднемезозойского океанического бассейна, разделявшего Азию и Гиперборейскую плиту [43—45, 51]. Южно-Ануйская складчатая система впервые стала рассматриваться как сутура, образовавшаяся в процессе закрытия Южно-Ануйского океанического бассейна и

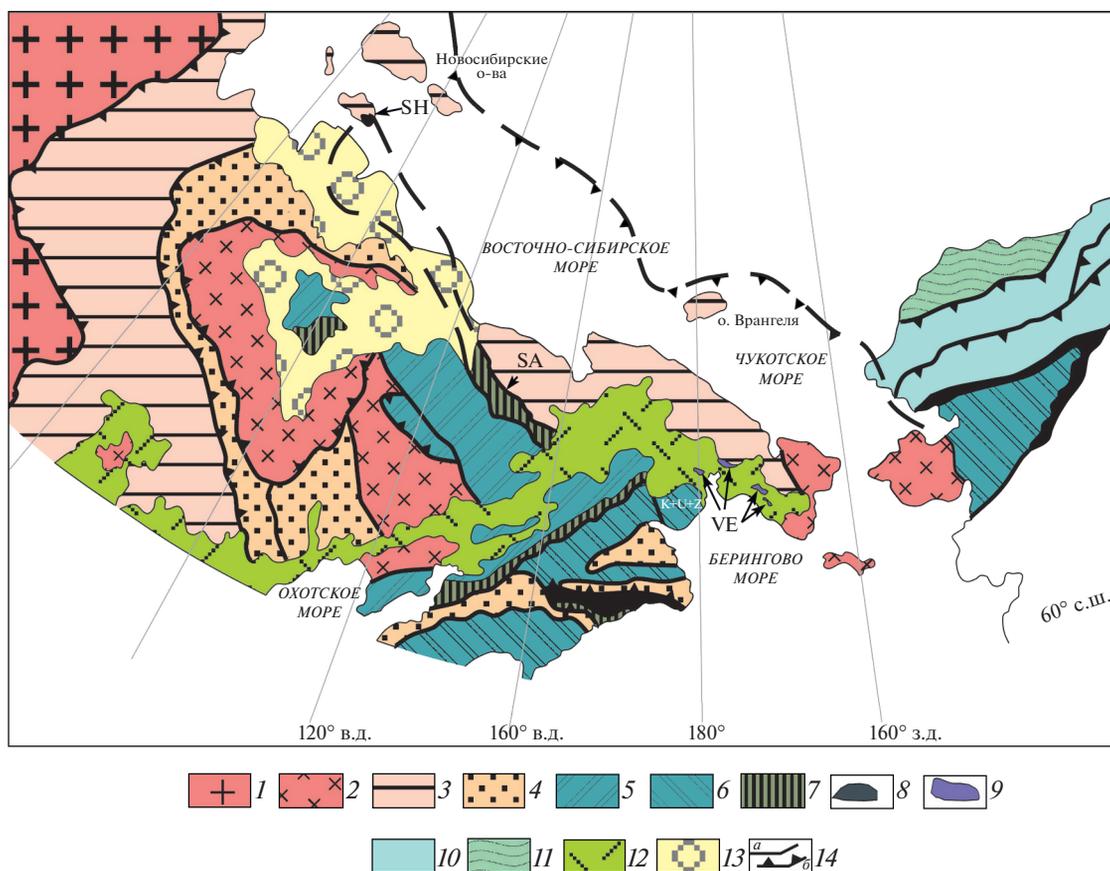


Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Востока Азии и Северной Аляски.

Обозначены (сокращения на латинице) террейны: SA – Южно-Анюйский, SH – Шалауровский, VE – Вельмайский. 1 – Сибирский кратон; 2–8 – террейны: 2 – кратонные, 3 – пассивных окраин, 4 – существенно турбидитовые, 5 – островных дуг, 6 – островных дуг и задуговых бассейнов, 7 – аккреционных призм; 8 – офиолитовые и океанические; 9 – террейн Вельмай; 10 – Арктической Аляски; 11 – бассейн Колвилл; 12–13 – перекрывающиеся комплексы: 12 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 13 – кайнозойские отложения; 14 – разрывные нарушения: а – разломы, б – надвиги

коллизии Евразийской и Северо-Американской плит [36, 39, 40].

В основу пересмотра позднеюрско–раннемелового возраста Южно-Анюйского океанического бассейна были заложены данные первых определений радиолярий, которые указывали на более древний возраст базальт-кремнистой ассоциации [8, 32]. Геолого-съёмочные работы, в результате которых была составлена карта масштаба 1 : 200 000 (листы Q-58-XI, XII и Q-58- XVII, XVIII), и исследования сотрудников ГИН РАН (1998–2004 гг.) внесли существенные коррективы в понимание геологии Южно-Анюйской складчатой системы [2, 47, 58, 60, 83].

Южно-Анюйская складчатая система представляет собой пакет сложно деформированных тектонических пластин, сложенных различными структурно-вещественными комплексами, образовавшимися в разных геодинамических обстановках [2, 47, 83] (рис. 2, рис. 3). Терригенные отложения верхнего триаса, главным образом,

турбидиты (Устиевский комплекс), занимают нижнее структурное положение и обнажаются в тектонических окнах (см. рис. 2). Наиболее древние отложения обнажаются в Полярнинском поднятии (Полярный комплекс) и представлены океаническими вулканогенно-кремнисто-карбонатными отложениями нижнего карбона [46, 47]. К фрагментам океанической коры относится также Быстрянский комплекс, сложенный базальт-кремнистой ассоциацией байоса-кимериджа. Южно-Гремучинский и Мерзлый комплексы представляют собой фрагменты аккреционной призм и сложены туфо-терригенными породами и меланжем с блоками базальтов, кремней, габбро, плагиогранитов и амфиболитов [47, 83]. В терригенных породах встречается фауна оксфорд–волжского и берриас–валанжинского возраста [58].

В островодужной геодинамической обстановке образовались Кульпольнейский (Кораньеемский, по [58]) комплекс (оксфорд–кимеридж),

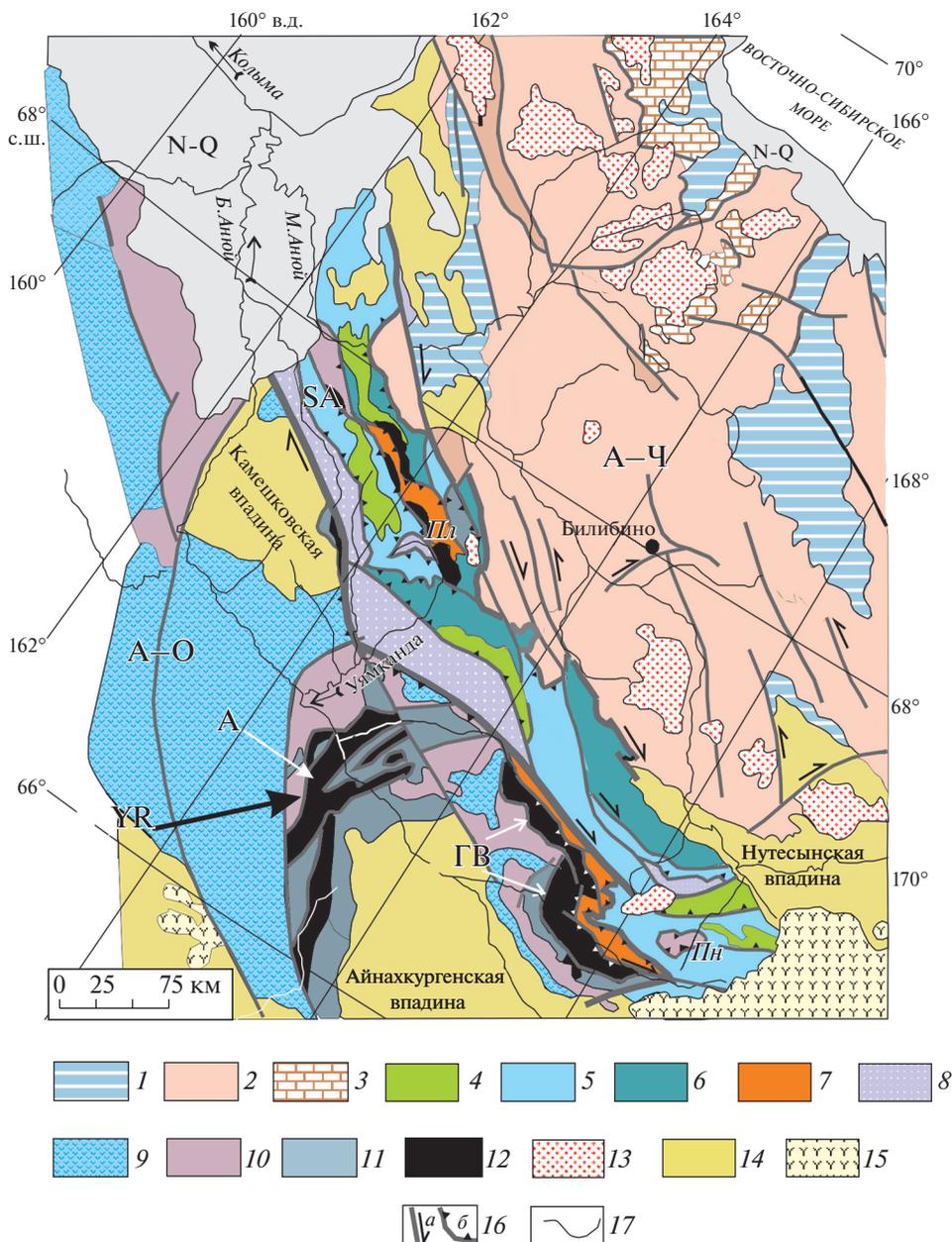


Рис. 2. Тектоническая карта Южно-Анхойского террейна (по [47], с изменениями и дополнениями). Обозначено (сокращения на латинице): YR – Яракваамский террейн; SA – Южно-Анхойский террейн. Обозначено (сокращения на кириллице) офиолитовые массивы: А – Алучинский, ГВ – Громадненско-Вургувемский; складчатая система: А-Ч – Анхойско-Чукотская, А-О – Алазейско-Олойская; поднятия: Пл – Полярнинское, Пн – Пенвельвеемское.

1–4 – Анхойско-Чукотская складчатая система: 1 – мелководные отложения, верхняя юра–нижний мел, 2 – турбидиты, триас, 3 – карбонатные и терригенные породы, девон–нижний карбон; 4–8 – Южно-Анхойский террейн: 4 – мелководные отложения, готерив–баррем; 5 – Флишевый и Теньвельский комплексы нерасчлененные, верхняя юра–нижний мел, 6 – Кульпольнейский, оксфорд–кимеридж – нижний мел (?), 7 – Быстрянский комплекс (бат-кимеридж) и Южно-Гремучинский комплекс (верхняя юра–нижний мел) нерасчлененные, 8 – Устиевский комплекс, верхний триас; 9–11 – Алазейско-Олойская складчатая система: 9 – вулканогенно-терригенные отложения, верхняя юра–нижний мел, 10 – туфо-терригенные отложения, триас–средняя юра, 11 – вулканогенно-терригенные отложения, девон (?)–карбон–пермь; 12 – офиолиты; 13 – гранитоиды; 14 – постколлизийные вулканогенно-терригенные отложения, апт–альб; 15 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, поздний альб–кампан; 16 – разломы: а – сбросы и сдвиги, б – надвиги; 17 – стратиграфические границы

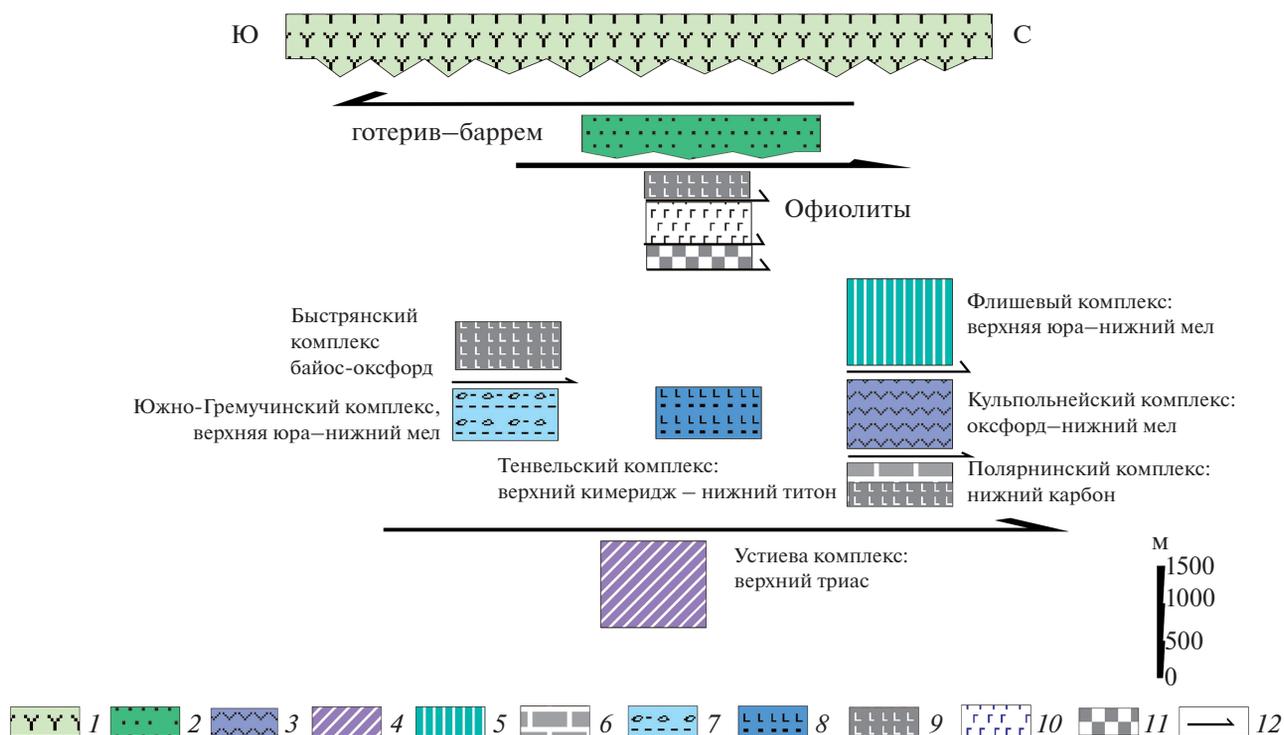


Рис. 3. Структурно-вещественные комплексы Южно-Анюйского террейна.

1 – вулканиты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 2 – мелководные и континентальные отложения; 3 – вулканиты, туфы; 4 – дистальные турбидиты; 5 – турбидиты; 6 – известняки; 7 – терригенные породы, меланж; 8 – терригенные породы с вулканитами; 9 – базальты, кремни; 10 – габбро, диабазы, плагиограниты; 11 – ультрабазиты, серпентиновый меланж

сложенный вулканитами дифференцированного состава от базальтов до андезидацитов и их пирокластическими образованиями, и вулканогенно-терригенный Теньельский комплекс (кимеридж-нижний титон). Флишевый комплекс представлен турбидитами верхней юры-нижнего мела, которые в некоторых разрезах содержат туфогенный материал.

Верхнее структурное положение занимает Пенвельвеемский комплекс. Нижняя часть аллохтона состоит из чешуй, сложенных породами базальт-кремнистой ассоциации и турбидитами, сходными с Южно-Гремучинским комплексом. Выше расположены габбро, плагиограниты и зеленые сланцы. Габбро и плагиограниты по составу сходны с породами палеозойских офиолитов Громадненско-Вургувемского массива, расположенным на границе сутуры и Яракваамского террейна. Верхняя часть аллохтона представляет собой антиформу, крылья которой сложены юрско-валанджинскими отложениями. В ядре антиформы обнажены поздне триасовые вулканогенно-терригенные образования, типичные для островодужных разрезов Яракваамского террейна Алазейско-Олойской складчатой системы. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст зеленых сланцев, находящихся в основании Пенвельвеемского комплекса, составляет

106–119 млн лет, что вероятно определяет становление аллохтона.

Уямкандинский ультрабазит-габбровый массив представляет собой зональный плутон, расположенный среди вулканогенных образований аналогичных островодужному Кульпольнейскому комплексу [33]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст магматической роговой обманки из габбро: плато 145.2 ± 2.3 млн лет, интегральный возраст 150.5 ± 3.1 млн лет [47].

Небольшие разрозненные фрагменты дезинтегрированных офиолитов Полярнинского поднятия расположены в верховьях р. Уямканда (см. рис. 2). Офиолиты представлены серпентинитами, габбро, базальтами, темно-серыми кремнистыми породами, амфиболитами и зелеными сланцами. Большинство исследователей рассматривали их как поздне мезозойские образования [36, 39, 42]. Однако, отсутствуют прямые данные по возрасту офиолитов в этом районе. В подошве клипенов и в меланже встречаются линзовидные тела зеленых сланцев и амфиболитов. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасты амфиболов и белых слюд из амфиболитов варьируют в интервале 257–229 млн лет. Возраст сланцев, содержащих глаукофан, составляет 124.2 ± 1.5 млн лет.

Шалауровский офиолитовый террейн

Шалауровский офиолитовый террейн, выделенный впервые Л.М. Парфеновым [41] в юго-восточной части о. Большой Ляховский, сложен серпентинитами, перидотитами, габбро-диабазами, пиллоу-лавами, амфиболитами и глаукофановыми сланцами. Геохронологические данные противоречивые и скорее свидетельствуют о тектоническом совмещении разновозрастных комплексов. По данным С.С. Драчева и Л.М. Савостина [17] базальты типа MORB имеют Sm–Nd изохронный возраст 291 ± 62 млн лет (по валовым составам 6 проб), K–Ar возраст амфиболитов составляет 473 ± 14 , 215 ± 8 и 166 ± 7 млн лет. Возраст вторичных минералов (K–Ar метод) из межподушечного пространства базальтов определен в диапазоне 124–154 млн лет [25]. Возраст офиолитов (вероятно, имеются в виду шаровые лавы) определен 165–185 млн лет [82].

Среди метаморфических пород различаются два комплекса [26, 71]. Один из них, глаукофан-амфиболитовый, является фрагментом субдуцированной океанической коры. Другой комплекс, сложенный метаморфизованными расслоенными ультрамафтами и мафитами, имеет надсубдукционный генезис и рассматривается как фрагмент нижней коры островной дуги. Цирконы из пегматитов этого комплекса имеют U–Pb конкордантный возраст 202 ± 17 млн лет. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ плато-возрасты роговой обманки, биотита и мусковита из того же пегматита, соответственно, составляют 209.7 ± 0.9 , 203.0 ± 0.9 и 178.5 ± 1.5 млн лет [26, 71].

Метаморфические породы и офиолиты вместе с терригенными породами верхней юры–нижнего мела слагают тектонические клинья и пластины северо-западной вергентности [24, 71]. Обломочный материал граувакковых песчаников представлен вулканитами, метаморфическими и осадочными породами, гранитами, амфиболитами и продуктами размыва ультраосновных пород.

Шалауровский террейн надвинут к северо-западу на отложения бурустасской серии (пермь–триас). Весь комплекс интродуцирован гранитами с возрастом:

121.2 млн лет (U–Pb цирконы, [82]);

114.4 ± 0.5 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, биотит [73]);

119 ± 5 , 120 ± 6 , 122 ± 5 млн лет (K–Ar метод, биотит [16]).

Мы полагаем, что Шалауровский террейн является аккреционной призмой с тектоническими включениями фрагментов океанической литосферы и нижней коры островной дуги.

Вельмайский террейн

Вельмайский террейн впервые выделен, как террейн раннемезозойской зоны субдукции [41]. В его составе были объединены известные ранее и

пространственно разобщенные эвгеосинклинальные комплексы Восточной Чукотки [6]. Позднее выяснилось [47, 74], что из состава террейна следует исключить силлы и мелкие интрузии габбро-диабазов, характерные для пермско-триасовых терригенных отложений северной части Чукотки. В районе Колочинской губы габбро-диабазовый комплекс имеет возраст 252 млн лет и вместе с базальтами по геохимическим параметрам сопоставляется с толеитовыми трапповыми базальтами Сибири [74].

Террейн включает офиолиты, расслоенные ультрамафиты, габброиды и верхнетриасовые кремнисто-терригенно-вулканогенные отложения [10, 28, 29, 55, 56]. Полученные в последние годы петрологические, геохимические и геохронологические данные позволяют выделить комплексы, образовавшиеся в различных геодинамических обстановках.

Офиолиты бассейна р. Матачингай, представляющие собой тектонические блоки реститовых гарцбургитов с телами дунитов, габбро, плагиогранитов и базальт-кремнистых пород, формировались в обстановке задугового спрединга [29] (рис. 4, а). К сожалению, возраст офиолитов не определен, но их фрагменты встречаются в отложениях нижнего мела и, возможно, верхней юры [13] (см. рис. 4, б).

В районе руч. Луковый среди терригенных пород нижнего-среднего триаса встречаются выходы серпентинитового меланжа с крупными блоками дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса (рис. 5, рис. 6, а–в). Петрографические характеристики и геохимические особенности состава пород комплекса свидетельствуют, что он является фрагментом корового разреза интраокеанической островной дуги, образовавшийся при давлении около 5–6 кбар [30]. Возраст ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) роговых обманок подтверждает время формирования комплекса [30]:

– из габбро:

175.3 ± 3.7 млн лет (промежуточное плато),

204.6 ± 33.4 млн лет (интегральный возраст);

– из островодужного габбро (район р. Кымынейвеем):

180.2 ± 2.5 ,

178 ± 1.8 млн лет.

В бассейне р. Кымынейвеем обнажаются кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения кымынейвеемской свиты верхнего триаса [55, 56]. Отложения кымынейвеемской свиты по надвику перекрывают триасовые отложения Чукотского микроконтинента и расположены южнее (см. рис. 5, см. рис. 6, а). На основании структурной позиции и геохимических данных выделяются два близких по возрасту комплекса, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках [28].



Рис. 4. Пиллоу-базальты офиолитового комплекса бассейна р. Матачингай (а), турбидиты валанжина с обломками офиолитов (б).

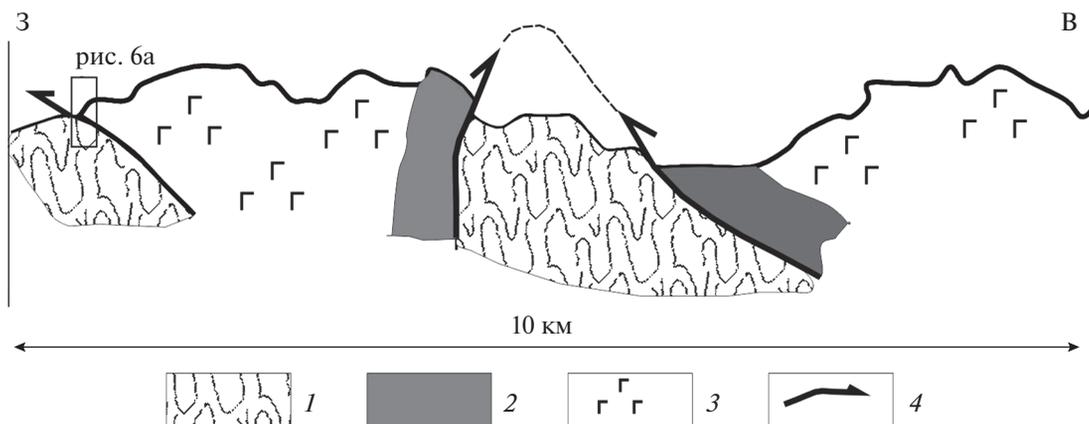


Рис. 5. Тектоническая позиция офиолитов руч. Луковый. Показано (прямоугольник) положение надвига комплекса руч. Луковый на отложения нижнего и среднего триаса (см. рис. 6, а).
1 – турбидиты триаса; 2 – серпентинитовый меланж; 3 – дунит–верлит–клинопироксенит–габбровый комплекс; 4 – тектонические контакты

Базальты и тела долеритов более древнего комплекса (верхняя толща) образовались во внутритиплитной обстановке, сопоставимой с вулканитами океанических плато [56]. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ средневзвешенный возраст магматических цирконов из долеритов 212 ± 4 млн лет. Кремнистые породы содержат радиолярии раннемезозойского облика [55].

Базальты, долериты и туфы более молодого комплекса (нижняя и средняя толщи) образовались в надсубдукционной обстановке [56] (см. рис. 6, г). Туфы содержат фауну позднего нория и магматические цирконы с $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ средневзвешенным возрастом 206 ± 5 млн лет.

Верхнетриасовая фауна содержит тетические виды, что отличает ее от разновозрастных отложений Чукотского микроконтинента и обнаруживает сходство с фауной аллохтонных террейнов Аляски и островодужных комплексов Яракваамского террейна в бассейне р. Большой Анюй [3, 55, 56].

По геохимическим параметрам дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс руч. Луковый однотипен с вулканитами надсубдукционного кремнисто-терригенного-вулканогенного кымынейвеемского комплекса верхнего триаса. На этом основании мы рассматриваем комплекс



Рис. 6. Фрагменты Вельмайского террейна.

- (а) – надвиг (штриховая линия) комплекса руч. Луковый на отложения нижнего и среднего триаса. Показано (цифры в кружках): 1 – брекчированные песчаники триаса, 2 – дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс;
 (б) – фрагмент дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса;
 (в) – блок дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса в серпентинитовом матриксе;
 (г) – надсубдукционные вулканиты Кымынейевского комплекса.

руч. Луковый вместе с вулканитами, как часть одной островной дуги, магматическая активность которой продолжалась от позднего нория до рубежа ранней–средней юры.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Структура

По данным первых структурных исследований в центральном Стадухинском сегменте была отмечена исключительная сложность деформаций Южно-Аньюйского террейна, который имеет складчато-надвиговое строение [36, 39]:

– разновозрастные надвиги и сдвиги;

– несколько генераций напряженных складок, с преобладающими субвертикальными залеганиями;

– малоамплитудные взбросы и надвиги, преимущественно, южной vergentности.

Эти данные были дополнены детальными структурными наблюдениями в западной и восточной частях Южно-Аньюйского террейна, где нам удалось установить покровные складки северной vergentности. По нашим данным внутренняя структура Южно-Аньюйского террейна и его обрамления была сформирована в доколлизийный, коллизийный и постколлизийный этапы деформаций [2, 47, 84].

В истории коллизийных деформаций мы реконструировали ранний структурный парагенез,

связанный с формированием надвиговой (покровной) структуры северной вергентности и более поздний, связанный с формированием компрессионных правых сдвигов и складчато-надвиговых структур южной вергентности.

В результате ранних коллизионных деформаций комплексы террейна были надвинуты на пассивную окраину Чукотского микроконтинента. Нижнее структурное положение занимают триасовые турбидиты Устиевского комплекса, которые представляют собой дистальные фации турбидитов Анюйско-Чукотской складчатой системы [54].

В низовьях рек Уямканда и Ангарка перед фронтом Олойского террейна в тектоническом окне обнажаются верхнетриасовые турбидиты Устиевского комплекса. На севере они перекрыты отложениями флишевого комплекса и вулканогенно-осадочными образованиями Кульпольнейского комплекса [12] (см. рис. 2, пластовые треугольники).

Расшифровка складчато-надвиговой структуры Южно-Анюйского террейна сопряжена с трудностями, которые обусловлены несколькими этапами деформаций, при этом для коллизионного этапа более поздние деформации южной вергентности затушевывают ранние деформации северной вергентности.

Рефлекторы, наклоненные на север, отчетливо видны на сейсмическом профиле 2ДВ. Амато с соавт. [60] представили упрощенный вариант рефлекторов с общей южной вергентностью. Однако, волновые поля допускают, что среднекоровые рефлекторы в интервале 1600–1650 м могут указывать на общее южное погружение Чукотского микроконтинента со срывом его чехла [60].

При этом, характерно, что большинство разломов в верхней коре показывают южную и юго-западную вергенцию, тогда как в средней и нижней коре разломы являются обратными [62].

По нашим полевым наблюдениям в Пенвельвеевском поднятии аллохтонный фрагмент Яракваамского террейна, переместившийся в северном направлении, перекрывает комплексы сутуры, но в современной структуре плоскости надвигов падают на север (южная вергентность) [47] (см. рис. 1). Можно предположить, что некоторые рефлекторы южной вергентности имеют подобную инверсионную природу [60, 62].

Структуры раннего этапа перекрываются терригенными отложениями готерив–баррема, которые в свою очередь подвержены деформациям южной вергентности. Готерив–барремский комплекс является промежуточным неавтохтоном. Все структуры Чукотской складчатой области и Алазейско-Олойской складчатой системы (см. рис. 1) несогласно перекрываются слабо дислоцированными апт-альбскими отложениями (Ай-

нахкургенская, Нутесынская, Камешковская и другие впадины) и альб–кампанскими отложениями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП).

Тектоническая история

Южно-Анюйский террейн состоит из комплексов, которые образовались в пределах океанического бассейна, закрывшегося в конце раннего мела в процессе коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибири. Относительно возраста и происхождения океанического бассейна существовали различные точки зрения.

Представления о позднеюрско–раннемеловом возрасте Южно-Анюйского океанического бассейна были дополнены исследованиями о существовании бассейна в позднем палеозое [32, 43, 44, 52]. В палеотектонических реконструкциях Южно-Анюйский океанический бассейн, начиная с перми, представлял собой залив Панталассы или рассматривался как продолжение океана Ангаючам, который существовал, начиная с девона [19, 79].

Исследованиями последних лет была значительно уточнена геологическая история океанического бассейна, в тектонической эволюции которого выделяются два этапа – поздний палеозой–ранний мезозой и поздняя юра–ранний мел [2, 47, 58, 83]. В связи с этим было предложено ранний (океанический) этап с генерацией коры в центрах спрединга именовать Прото-Арктическим океаном, который включал Южно-Анюйскую ветвь и ветвь Ангаючам на Аляске, и оставить название Южно-Анюйский океан за более поздним этапом формирования бассейна с реликтовой океанической корой [47, 83].

Фрагменты океанической коры сохранились в Южно-Анюйском, Шалауровском и Вельмайском террейнах в виде дезинтегрированных офиолитов, блоков в аккреционной призмe. Кроме того, Алучинские и Громадненско-Вургувеевские офиолиты Яракваамского террейна, для которых был установлен надсубдукционный генезис, также определяют существование в позднем палеозое океанического бассейна [7].

Прото-Арктический океан (поздний палеозой–ранний мезозой)

Прото-Арктический океан подобно океану Тетис представлял собой крупный залив Палеоокеана, который располагался между континентальными массами Сибири и Лаврентии. В позднем палеозое залив соединялся с Уральским палеоокеаном [5, 18, 47].

Северная окраина Прото-Арктического океана была пассивной. Здесь накапливались терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные отложения. На некоторых стратиграфических уровнях, особенно в карбоне, встречаются тепловодные виды фауны на Новосибирских островах, Северной Чукотке, о. Врангеля, о. Шпицберген, Тимано-Печорском регионе, Северном Урале, Арктической Канаде, п-ове Аляска и о. Гренландия, которые отсутствуют в отложениях Сибирской континентальной окраины и Верхояно-Колымской складчатой области [24, 48, 65].

Южная окраина океана была активной в позднем палеозое—раннем мезозое. Вдоль конвергентной границы располагались островодужные образования, известные теперь в составе Хетачанского, Алазейского, Олойского и Яракваамского террейнов [41, 50, 79]. В тылу конвергентной границы существовал Оймяконский океан [37, 38, 50].

Наиболее древний базальт-кремнисто-карбонатный океанический комплекс раннекаменноугольного возраста известен в Полярнинском поднятии Южно-Ануйского террейна [2, 47] (см. рис. 2). Раннекаменноугольный возраст также имеют островодужные комплексы Яракваамского террейна [58]. Позднепалеозойский возраст установлен для надсубдукционных офиолитов Алучинского и Громаденско-Вургувеевского массивов [7]. Одновозрастные амфиболиты и сланцы с глаукофаном субдукционной природы встречаются в Южно-Ануйском и Шалауровском террейнах [26, 47, 50, 71]. Конвергентная граница Прото-Арктического океана имеет палеозойскую историю (Яракваамский островодужный террейн) [7].

В позднем триасе произошла перестройка конвергентной границы. Конгломераты верхнего триаса, содержащие обломки офиолитов, указывают на амальгамацию Алучинского и Громаденско-Вургувеевского офиолитовых субтеррейнов с образованием Яракваамского террейна. Изучение дайковых комплексов, имеющих возраст 220–228 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод), Алучинского и Атамановского массивов свидетельствует об образовании новой системы островной дуги и окраинного моря [7]. Обстановка задугового бассейна также определена при исследовании офиолитов бассейна р. Матачингай Вельмайского террейна [29].

Магматические породы кремнисто-терригенно-вулканогенного комплекса Вельмайского террейна формировались в надсубдукционной и внутриплитной геодинамических обстановках [30]. Время проявления которых определяется возрастом зерен циркона (U–Pb метод) из вулканогенных пород соответственно 206 ± 5 и 212 ± 4 млн лет. В геохимическом отношении кумулятивный ком-

плекс руч. Луковый и островодужные образования кремнисто-терригенно-вулканогенного комплекса однотипны и могли формироваться в структуре единой конвергентной границы: островная дуга и задуговой бассейн. Продукты внутриплитного магматизма, возможно, являются фрагментами океанического плато или вулканического поднятия [30].

Таким образом, в позднем палеозое—раннем мезозое конвергентная граница Прото-Арктического океана представляла собой современный западно-тихоокеанский тип с энсиматическими островными дугами и задуговыми бассейнами. Верхнетриасовая фауна островодужных комплексов Яракваамского и Вельмайского террейнов содержит тетические виды, которые отсутствуют в триасовых отложениях Чукотского микроконтинента.

Наиболее молодой возраст океанической базальт-кремнистой ассоциации оксфорд—кимеридж [47, 58]. В этом временном интервале возникает Кульпольнейская энсиматическая островная дуга. С формированием этой дуги, вероятно, связан возраст 158.1 ± 4.0 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) зеленых сланцев, встречающихся в системе тектонических пластин Полярнинского поднятия [2, 47, 58]. После этого времени прекращается спрединг в Прото-Арктическом океане и происходит резкая смена геодинамических обстановок, как в океаническом бассейне, так и на его активной и пассивной окраинах.

В пермо—триасовое время на северной, Чукотской пассивной окраине Прото-Арктического океана начинается терригенная лавинная седиментация, которой предшествовала деструкция континентальной коры [51, 52, 54, 74]. Для триасовых отложений Чукотского террейна характерны многочисленные силлы, мелкие гипабиссальные тела диабазов, габбро и долеритов, и встречающиеся локально туфы и базальты, имеющие геохимическое сходство с толеитовыми трапповыми базальтами Сибирской платформы [74].

Южно-Ануйский океанический бассейн (поздняя юра—ранний мел)

Новый этап тектонической эволюции начинается в волжское время. К этому времени прекращается генерация новой океанической коры и Прото-Арктический океан превращается в остаточный Южно-Ануйский океанический бассейн, который начинает заполняться турбидитами Флишевого комплекса. На некоторых уровнях появляются прослои туфогенных песчано-алевритистых пород, свидетельствующие об удаленном источнике вулканической деятельности.

На северной, Чукотской континентальной окраине накапливались терригенные отложения

верхней юры—нижнего мела. Выделяются два тектоно-седиментационных этапа с резкой сменой источников сноса на рубеже кимериджа—волжского яруса [4]. Оксфорд—кимериджские отложения накапливались за счет размыва источников, находящихся на севере и сложенных преимущественно древними гранитоидами и триасовыми турбидитами и в меньшей степени вулканитами и метаморфическими комплексами. Начиная с волжского времени, направление сноса меняется на противоположное и источники осадочного материала были сложены в основном терригенными и вулканическими породами среднего и умеренно кислого составов. Наличие пеплового материала свидетельствует о синхронной вулканической деятельности.

На южной конвергентной границе океанического бассейна после амальгамации террейнов Колымской петли с образованием в Колымо-Омолонского супертеррейна закладывается протяженный Анюйско-Святоносский или Олойский вулканический пояс [11, 19]. На границе Олойского пояса с Южно-Анюйским океаническим бассейном формируется аккреционная призма (Южно-Гремучинский и Мерзлый комплексы), которая содержит блоки базальтов, кремней и габброидов. Очевидно, что первоначально субдуцировала реликтовая океаническая литосфера Южно-Анюйского бассейна, а затем континентальная литосфера Чукотского микроконтинента.

В готерив—барреме завершилась коллизия Чукотского и Колымо-Омолонского микроконтинентов. На первом этапе коллизионных деформаций образовались складчато-надвиговые структуры северной вергентности, которые сменились правосторонними сдвигами и надвигами южной вергентности [2, 47, 83]. Постколлизионные граниты имеют возраст 117—115 млн лет [77].

На постколлизионном этапе в условиях растяжения формировались структуры гранитно-метаморфических ядер и наложенные впадины Айнахургенская, Нутесынская, Камешковская и Тытыльвеевская, заполнявшиеся вулканогенно-осадочными отложениями апта—альба [10, 52, 57, 58, 61].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В контексте данной статьи можно выделить две главные проблемы в тектонической интерпретации Южно-Анюйской сутуры — реконструкция конвергентных границ, полярность зон субдукции и неопределенность западного и восточного продолжения сутуры. Решение первой проблемы представляется важным для понимания процесса закрытия океанического бассейна и коллизии Чукотского микроконтинента со структурами ак-

тивной окраины Сибири, а также происхождения Американо-Сибирского бассейна. Решение второй проблемы позволит определить тектоническую позицию сутуры по отношению к основным структурам Северо-Востока Азии и Восточной Арктики.

Субдукционная природа южной границы Прото-Арктического океана с островодужными террейнами Алазейско-Олойской складчатой системы не вызывает сомнений. В поздней юре произошла коренная перестройка конвергентной границы и на амальгамированных террейнах Колымо-Омолонского супертеррейна возник Олойский (Анюйско-Святоносский) вулканический пояс [11, 19, 50]. Наличие тектонопары островодужный вулканизм—аккреционная призма (Гремучинский и Мерзлый комплексы Южно-Анюйского террейна) определяет южное падение зоны субдукции.

Пояс сложен вулканогенно-осадочными образованиями верхней юры и нижнего мела. Кимеридж—волжские вулканогенные образования залегают с размывом и структурным несогласием на палеозойских, триасовых и бат—келловейских отложениях Приколымского, Алазейского, Олойского и Хетачанского террейнов [11, 41, 50]. В результате тектонической перестройки западно-тихоокеанский тип конвергентной границы сменился на окраинно-континентальный. От типичной андийской окраины их отличает накопление вулканогенно-осадочных толщ, главным образом, в морской обстановке.

Интерпретация вулканогенно-осадочного комплекса, обнажающегося на границе Южно-Анюйского и Чукотского террейнов, является неоднозначной. Большинство исследователей выделяют здесь Нутесынскую островную дугу, располагавшуюся на краю Чукотского микроконтинента [1, 10, 19, 36, 39, 60]. В этих реконструкциях зона субдукции Нутесынской дуги погружалась на север под Чукотский микроконтинент, но отсутствие стратиграфических контактов вулканогенно-осадочных образований с отложениями Чукотского террейна не позволяет относить островодужные комплексы к Чукотскому террейну Анюйско-Чукотской складчатой системы. Наши полевые наблюдения в междуречье рек Кораньвеев—Кульпольней показывают, что вулканогенно-осадочные породы стратиграфически наращивают отложения Южно-Анюйского террейна [47, 58]. Вулканиты имеют известково-щелочной и субщелочной составы с большим количеством пирокластического материала и образовались в островодужной обстановке. Оксфорд—кимериджский возраст обоснован находками фауны. Вдоль границы Чукотского террейна и Кульпольнейской островной дуги есть тектонические клинья нижнеюрских песчаников и алевролитов, полимиктовый состав которых и присутствие туфо-

генного материала отличается от отложений чехла Чукотского террейна [58].

В районе Полярнинского поднятия вулканогенно-осадочные образования также с фауной оксфорд—кимериджа занимают верхнее структурное положение и тектонически перекрывают Полярнинский комплекс нижнего карбона Южно-Ануйского террейна, турбидиты триаса и песчаники волжского яруса Чукотского террейна. Вдоль контакта встречаются линзовидные тела серпентинизированных ультрабазитов и габброидов.

На основании этих данных вулканогенно-осадочные образования (кораньвеемская толща или Кульпольнейский комплексы) стали рассматриваться в составе Южно-Ануйского террейна [2, 47, 58]. В палеотектоническом плане были выделены соответственно Кораньвеемская, или Кульпольнейская внутриокеаническая дуга с зоной субдукции в южном направлении. Верхний возрастной предел островодужного вулканизма остается неизвестен, поскольку кораньвеемская толща вдоль границы с Чукотским террейном перекрывается вулканитами среднего и кислого состава с растительными остатками апта—альба, которые ранее включались в состав Нутесынской дуги. Позднее было выявлено, что эти образования являются частью Нутесынской наложенной (постколлизии) впадины и несогласно перекрывают комплексы Южно-Ануйского и Чукотского террейнов [58].

При детальном изучении волжско—валанжинских терригенных отложений Чукотского террейна были обнаружены примесь пеплового материала и цирконы с возрастом 150—140 млн лет [4]. Кроме того, на Восточной Чукотке были установлены проявления кислого вулканизма с возрастом 140—146 млн лет [53]. Обнаружение вулканических образований и продуктов синхронного вулканизма трудно объяснить только моделью оксфорд—кимериджской энсиматической Кульпольнейской дуги.

Решение, которое сближало позиции сторонников Нутесынской и Кульпольнейской дуг, было предложено в работе [4], в которой реконструированы две разновозрастные островные дуги (рис. 7). В оксфорд—кимеридже существовала интраокеаническая Кульпольнейская островная дуга, поэтому в разновозрастных отложениях Чукотского террейна нет следов синхронного вулканизма. После аккреции дуги к Чукотскому микроконтиненту произошла инверсия зоны субдукции и на его окраине образовалась новая Нутесынская эпиконтинентальная дуга. Эти представления соотноствуются имеющимся геологическим данным и известной модели коллизии континент—энсиматическая дуга, разработанной на геологических материалах Камчатки и о. Тайвань с применением аналогового моделирования [22, 63]. Вме-

сте с тем такая модель предполагает широкое развитие вулканических образований, столь характерных для энсиматических дуг или окраинно-континентальных поясов. Однако, единичных выходов кислых вулканитов и обломочных зерен циркона недостаточно. Следовательно, вопрос о природе субдукционного вулканизма на севере Южно-Ануйского океанического бассейна остается открытым и исследования в этом направлении продолжаются [34].

Западное и восточное продолжения Южно-Ануйской сутуры мы рассматриваем как важный элемент для выяснения ее тектонической позиции. В западном направлении, под осадочным чехлом приморской части Колымской низменности и прилегающей акватории Восточно-Сибирского моря Южно-Ануйская сutura прослеживается до острова Большой Ляховский по цепочке магнитных аномалий от +200 до +400 нТл, где есть выходы офиолитов Шалауровского террейна [18, 23, 25, 41, 49, 50, 71].

Складчато-надвиговая структура, сформированная в конце раннего мела во время Чукотской фазы орогении, прорывается гранитами с возрастом 118—121 млн лет (U—Pb цирконы) [16, 25, 31, 73, 75]. Она образовалась в результате субдукции океанического бассейна под Святоносскую дугу и последующей ее коллизии с континентальным блоком Новосибирских островов. Эти представления полностью согласуются с предложенной ранее историей формирования Южно-Ануйского террейна [2, 25, 26, 83].

Представление о дальнейшем продолжении Южно-Ануйской сутуры на запад неоднозначно.

Первоначально Л.П. Зоненшайн с соавт. [19] продолжали сутуру к северо-западу на соединение с центральным швом Таймырского полуострова, где она вырождается в продольный сдвиг.

Однако, М.К. Косыко [23, 24] обращал внимание на неоднозначный характер магнитного и гравитационного полей западнее о. Большой Ляховский.

Некоторые исследователи рассматривали вариант северного продолжения Южно-Ануйской сутуры в район Новосибирских островов [41, 49, 67]. Однако, океанических комплексов, которые могли бы свидетельствовать о северном продолжении Южно-Ануйской сутуры, на островах не выявлено. Более того, аномалии магнитного поля Новосибирских островов имеют низкие значения от –50 до +100 нТл.

Вместе с тем к югу от о. Большой Ляховский в прилегающей части континента — отчетливо выражены две полосы положительных магнитных аномалий, которые образуют Западную и Восточную ветви, соответствующие телам ультраосновных пород [18, 49]. На основании карты аномального магнитного поля была выделена Хромская

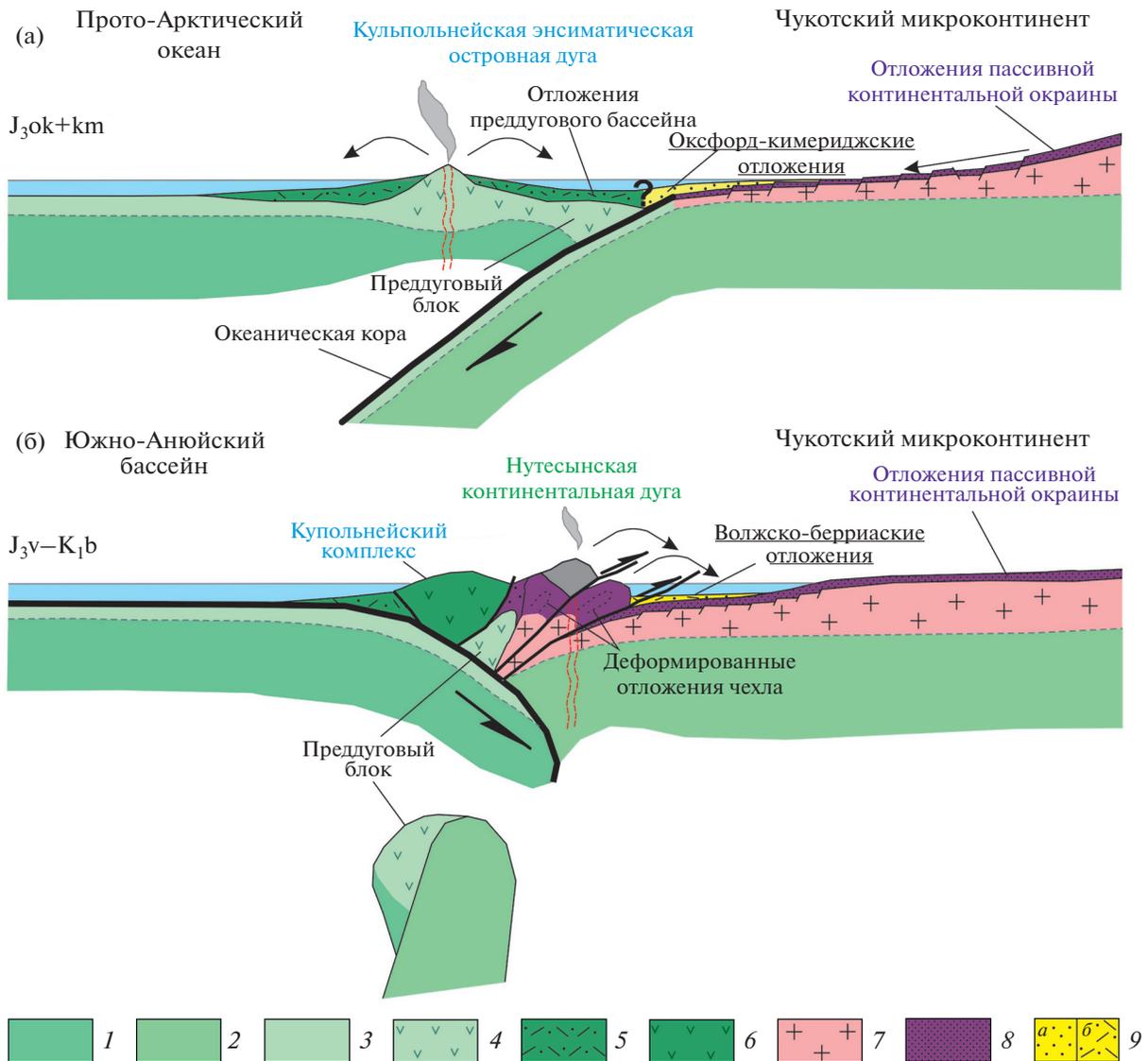


Рис. 7. Реконструкции геодинамических обстановок на окраине Чукотского микроконтинента (по данным [4], с изменениями и дополнениями).

(а) – для оксфорд–кимериджского времени;

(б) – для волжско–берриасского времени.

1 – мантийный слой литосферы Прото-Арктического (Южно-Анюйского) океана; 2 – мантийный слой литосферы Чукотского микроконтинента; 3 – океаническая кора; 4 – основание преддугового блока; 5 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения задугового и преддугового бассейнов Кульпольнейской энсиматической дуги; 6 – вулканогенные отложения Кульпольнейского комплекса; 7 – континентальная кора; 8 – отложения пассивной континентальной окраины; 9 – верхнеюрско-нижнемеловые отложения, накапливающиеся на окраине Чукотского микроконтинента: а – терригенные, б – вулканогенно-осадочные

структурная петля по аналогии с расположенной южнее Колымской петлей и стала рассматриваться как окончание Южно-Анюйской сутуры [21, 57, 71] (рис. 8). При такой трактовке общая конфигурация в плане напоминала бы очертания террейна Ангаючам на Аляске. Действительно, в работе [38] предполагалось, что продолжением офиолитов Южно-Анюйской сутуры могут быть офиолиты коллизионного пояса хребта Черского. Продолжением офиолитов Южно-Анюйской су-

туры могли быть офиолиты коллизионного пояса хребта Черского [38]. В этом случае общая конфигурация Южно-Анюйской сутуры в плане могла напоминать очертания террейна Ангаючам на Аляске.

Южно-Анюйская сutura рассматривается также, как продолжение Колымского шва и ее современное положение обусловлено левыми сдвигами [57]. Однако, свидетельств существования

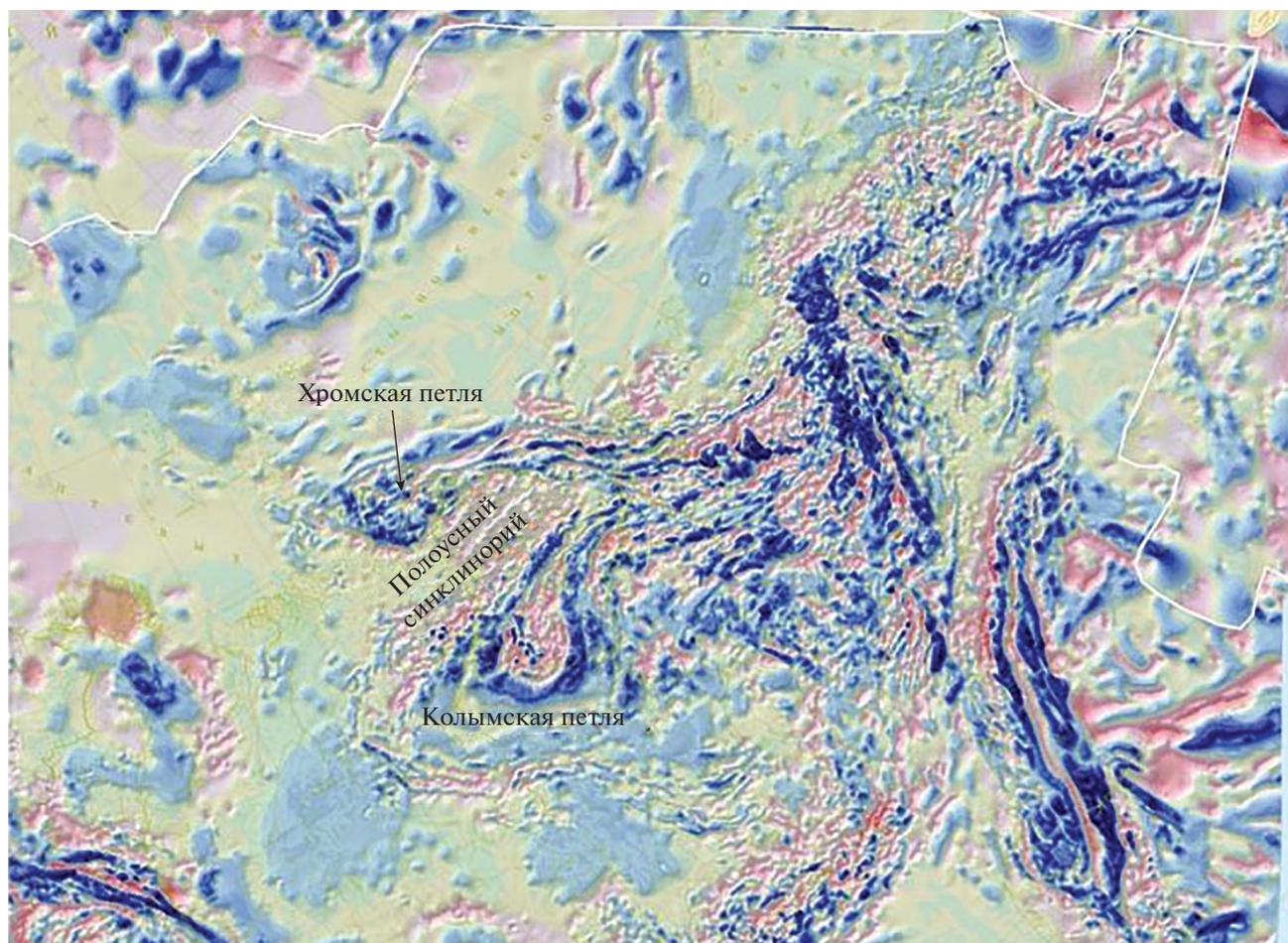


Рис. 8. Аномальное магнитное поле региона исследования и окружающих акваторий (по данным [21], с изменениями и дополнениями).

масштабных левых сдвигов в этом регионе не выявлено. Более того, вдоль границ Южно-Анюйского террейна есть правосторонние сдвиги, которые могут быть следствием вращения микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка против часовой стрелки во время образования Канадского бассейна [27, 64, 66, 68].

Объединение Хромской и Колымской петель в единую структуру и рассмотрение слагающих их террейнов как фрагментов одного и того же палеоокеанического бассейна маловероятно [37, 41, 47, 50], в связи с тем, что:

- возраст офиолитов хр. Черского и Южно-Анюйской сутуры разный: соответственно неопротерозойско–раннепалеозойский и позднепалеозойско–мезозойский;

- коллизия в Колымской петле произошла в конце поздней юры, в Южно-Анюйской сутуре произошла в конце раннего мела.

Таким образом, террейны Колымской и Хромской петель являются фрагментами палеострук-

тур разных океанов Оймяконского и Прото-Арктического и их зон перехода океан–континент (см. рис. 8). В Верхояно-Колымской складчатой области (Колымская петля) террейны аккретировали к Сибирскому континенту в результате позднеюрской коллизии Колымо–Омолонского супертеррейна с Верхоянской пассивной окраиной Сибири (верхоянская фаза орогении). Субдукция происходила под Уяндино-Ясачненскую дугу, образовавшуюся в оксфорд–кимеридже во фронте Колымо–Омолонского микроконтинента [37, 41, 50].

В оксфорд–кимеридже в Прото-Арктическом океане существовала Кульпольнейская интраокеаническая дуга, аккретировавшая к Чукотскому микроконтиненту, что сопровождалось инверсией зоны субдукции [4]. Генерация океанической коры завершилась в оксфорд–кимеридже. В волжское время с прекращением спрединга океан превратился в остаточный Южно-Анюйский бассейн с океанической корой, который стал заполняться турбидитами до валанжина включительно.

В волжское время после коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента с Сибирью вдоль его границы с Прото-Арктическим океаном возник Олойский (Анюйско-Святоносский) вулканический пояс, деятельность которого продолжалась в неокоме [11, 19]. Структуры Южно-Анюйской сутуры и ее продолжения в Хромской петле являются фрагментами Прото-Арктического океана и Южно-Анюйского бассейна и образовались в процессе коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Колымо-Омолонского микроконтинента в конце раннего мела (чукотская фаза орогении).

К этому следует добавить существенные различия в условиях накопления отложений пассивных окраин Сибири (верхоянский комплекс) и Чукотского микроконтинента (анюйская серия) [54, 86].

Следовательно, геологическая история палеоокеанов и их пассивных и активных окраин Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей была различной, что не позволяет объединять Колымскую и Хромскую петли в единую структуру. Решение этого вопроса зависит от тектонической интерпретации комплексов Полоусненской складчатой системы, для которой характерны надвиги как северной, так и южной вергентности, свидетельствующие о субмеридиональном сжатии. Образования Полоусненской системы, судя по геофизическим параметрам, отличаются от Верхоянской окраины и расположенной севернее Хромской петли (см. рис. 8).

В настоящее время можно высказать три возможных предположения о фундаменте Полоусненской складчатой системы:

- окраина Сибирского континента;
- северное продолжение Колымо-Омолонского микроконтинента;
- континентальный блок или фрагмент байкалид (тиманид), аккретированный к Сибирской платформе.

В качестве восточного продолжения Южно-Анюйской сутуры рассматривается сатура Кобук на Северной Аляске, вдоль которой комплексы океанического террейна Ангаючам надвинуты на структуры Северной Аляски [37, 41, 79, 85]. Террейны Северной Аляски и Чукотки являются фрагментами микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка [64, 67, 68, 76, 79].

Продолжение Южно-Анюйской сутуры на Восточной Чукотке представляет исследовательскую задачу. Южно-Анюйский терреин на востоке перекрывается образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса и дальнейшее его продолжение можно трактовать различно. В тылу Западно-Пекульнейской островной дуги в волжско–берриасское время существовал задуговой бассейн, к северу от которого располагался Юж-

но-Анюйский океанический бассейн [35]. В геологической истории этих бассейнов существует определенная синхронность тектонических событий. Отложения готерив–баррема являются неавтохтоном, они подвержены более молодым деформациям:

- субмеридиональные (хр. Пекульней);
- южной вергентности (Южно-Анюйский терреин).

Пекульнейский сегмент является частью протяженной Удско-Мургалской островодужной системы, развивавшейся вдоль конвергентной границы Азиатского континента и северо-западной Пацифики [35, 84]. Восточнее, островодужные комплексы Пекульнейского сегмента продолжались Канчаланским, Ушканьегорским и Золотогорским сегментами. Следовательно, закрывающийся Южно-Анюйский океанический бассейн должен был располагаться севернее, в тылу этой конвергентной границы. В современной структуре большая часть этой территории занята образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса (см. рис. 1).

Наиболее вероятным продолжением Южно-Анюйской складчатой системы являются комплексы Вельмайского террейна Восточной Чукотки [28–30, 41, 47, 83]. Они образуют разрозненные выходы в южной части Восточной Чукотки. В бассейне р. Матачингай наиболее крупный выход, сложенный офиолитами, имеет тектонические контакты с терригенными отложениями валанжина и перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса. Расположенный восточнее небольшой выход (120 × 30 м) образуют тектонизированные и брекчированные серпентиниты и толща (видимая мощность 20–30 м) чередования песчаников и алевролитов с дайками кислого состава (рис. 9, а, б). Терригенные породы и дайки имеют крутые падения на север, и весь комплекс имеет южную вергентность. В бассейне р. Матачингай ширина сутуры составляет от нескольких десятков до первых сотен метров с отчетливо выраженной южной вергентностью. Небольшие тела ультрабазитов и габбро есть восточнее в бассейне р. Ергывеем (Эргувеем), но относительно их возраста, структурного положения и геодинамической интерпретации нет данных.

Установить тектоническое положение комплексов Вельмайского террейна и их взаимоотношение с сопредельными структурами Восточной Чукотки в большинстве мест не представляется возможным, т.к. они образуют изолированные выходы, перекрытые образованиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Севернее расположены триасовые отложения Чукотского микроконтинента, а к юго-западу на значительном расстоянии обнажаются комплексы Золото-

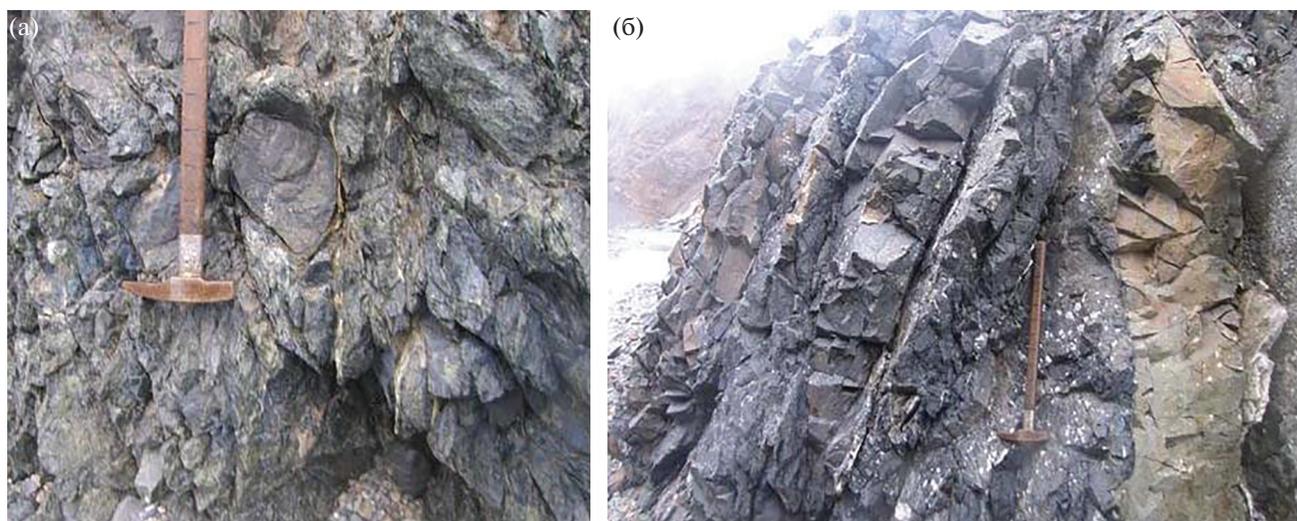


Рис. 9. Офиолиты бассейна р. Матачингай.
(а) – брекчированные серпентиниты;
(б) – дайка во вмещающих отложениях верхней юры–нижнего мела.

горского террейна, входящие в состав Удско-Мургальской островодужной системы (рис. 10). Позднеюрско-раннемеловой Южно-Анюйский океанический бассейн располагался между этими структурами [35, 84].

Широтное положение Канчаланского, Ушканьегогорского и Золотогогорского островодужных террейнов, присутствие палеозойско-раннемезозойских островодужных комплексов и континентальной коры позволяют рассматривать их как продолжение Колымо-Омолонского субтеррейна [35] (см. рис. 10). При такой интерпретации офиолиты бассейна р. Матачингай являются продолжением Южно-Анюйской сутуры.

Далее к востоку Вельмайский террейн представлен верхнетриасовыми-нижнеюрскими островодужными образованиями кымынейвеемской свиты и ультрабазит-габбровым комплексом руч. Луковый. Здесь тектоническая природа сутуры меняется. Вместо коллизии Чукотского и Колымо-Омолонского микроконтинентов происходила аккреция островной дуги к Чукотскому микроконтиненту.

Время аккреции Вельмайского террейна к Чукотскому микроконтиненту установить не удастся, а их пространственное положение указывает на отсутствие единой сутуры и возможно разновременное приращение отдельных фрагментов дуги. Наличие фрагментов офиолитов в отложениях верхней юры–нижнего мела и пространственная связь офиолитов с терригенными отложениями валанжина могут косвенно указывать на время аккреции [6]. Наиболее молодая популяция цирконов из этих отложений имеет возраст 134 млн лет (граница валанжина–готерива), что

соответствует времени коллизии и образования Южно-Анюйской сутуры (рис. 11).

Северная часть структур Восточной Чукотки относится к Чукотской области, южная часть – к Корякско-Камчатской области, граница между ними проводится по Амгуэмскому неогеновому шву [13].

Присутствие теплолюбивых видов фауны указывает на значительные перемещения комплексов Вельмайского террейна из более южных широт. Отсутствие единой сутуры к востоку от бассейна р. Матачингай и островодужных комплексов верхней юры–нижнего мела и, следовательно, конвергентной границы позволяют предполагать соединение Южно-Анюйской ветви Прото-Арктического океана с Мезо-Пацификом.

В пользу этого предположения свидетельствуют данные по геологии Северной Аляски [77, 81, 85]. Офиолиты хр. Брукса образовались в островодужной обстановке и состоят из мантийных реститовых гарцбургитов с телами дунитов, ультрамафитов переходной зоны мантия-кора, расслоенных и изотропных габбро, поздних интрузий верлитов, габбро, плагиогранитов, диабазов, общей мощностью 6 км [69, 77].

Роговые обманки из габбро и плагиогранитов имеют возраст $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст 163–169 млн лет, U–Pb возраст цирконов из плагиогранитов, секущих габбро, составляет 170 ± 3 млн лет.

В тектонических пластинах океанического террейна Ангаючам толщи базальтов, гиалокластитов, туфов, туфогенных и радиоляриевых кремней прорваны силлами и дайками диабазов и микрогаббро. Кремни содержат радиолярии среднего-позднего триаса. Эти образования ин-

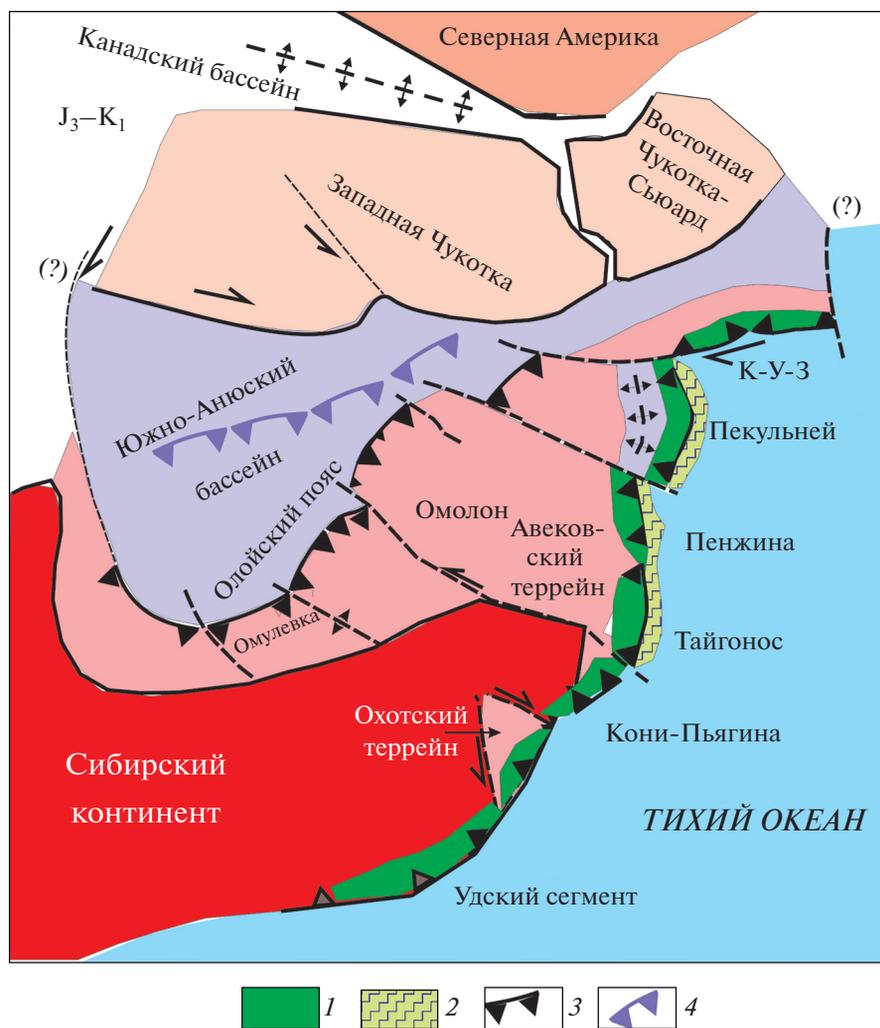


Рис. 10. Палеотектоническая реконструкция для поздней юры–раннего мела (по данным [84], с изменениями и дополнениями).
 Обозначено: К–У–3 – Каначаланский, Ушканьегорский и Золотогорский сегменты. 1–2 – Удско-Мургальская островодужная система: 1 – вулканическая дуга, 2 – аккреционная призма; 3–4 – зоны субдукции: 3 – Олойская и Удско-Мургальская, 4 – Кульпольнейской энсиматической дуги

терперируются как фрагменты океанического плато, аккрецированного к интраокеанической дуге Коюкук и затем вместе к окраине континента [72]. Близкий возраст на Аляске имеют островные дуги Талкитна и Ратлеснейк Крик, расположенные южнее океанического террейна Ангаючам [79, 81].

Таким образом, в конце триаса–ранней юре островодужные комплексы Вельмайского террейна и террейнов Аляски формировались в интраокеанических дугах, которые располагались вдоль конвергентной границы Прото-Арктического (Южно-Анюйский–Ангаючам) океана и Мезо-Пацифика или были частью океана Мезо-Пацифика. Если они формировались в структурах Мезо-Пацифика, то в месте сочленения океанических бассейнов Южно-Анюйского и Ангаючам

существовал пролив, соединяющий Прото-Арктический океан и Мезо-Пацифик. Отсутствие островодужных комплексов верхней юры–нижнего мела восточнее Золотогорского террейна это подтверждает.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Южно-Анюйская складчатая система сложена разнообразными структурно-вещественными комплексами, представляющими собой фрагменты океанической коры, аккреционных призм, энсиматических островных дуг, окраинноморских и турбидитовых бассейнов и метаморфизованной субдуцирующей плиты.

В конце раннего мела на месте закрывшегося океанического бассейна в результате коллизии

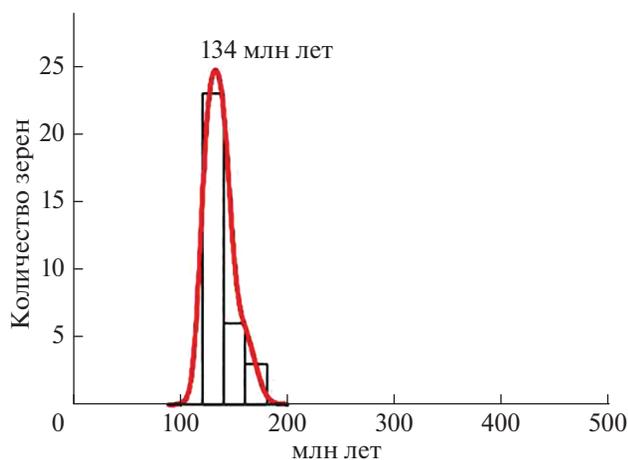


Рис. 11. Гистограмма и кривая плотности вероятности (КПВ) значений возраста обломочных цирконов из туфопесчаника (обр. 09-300; север $66^{\circ}28'11.7''$, запад $179^{\circ}28'46.7''$) верхнего течения р. Матачангай. Обозначено (цифры): возраст наиболее молодой популяции. Датирование выполнено методом LA-ICP-MS.

Чукотского микроконтинента (часть микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка), со структурой активной окраины Сибири возникла Южно-Анхойская сutura. Пространственное положение сутуры дискордантно по отношению к окружающим структурам Северо-Востока Азии и различается вдоль ее простираения.

На западе сutura срезает структуры Верхояно-Колымской складчатой области и заканчивается в виде Хромской петли, представляющей собой пакет аллохтонов, сложенных фрагментами Прото-Арктического океана.

В центральной части простираение сутуры внешне конформно структурам Алазейско-Олойской складчатой системы, хотя, как в случае с Алучинским массивом, имеются торцовые сочленения. Здесь сutura является результатом коллизии Чукотского и Колымо-Омолонского микроконтинента, который ко времени завершения коллизии был частью Сибирского (Азиатского) континента.

На Восточной Чукотке сutura является результатом аккреции энсиматических островных дуг к Чукотскому микроконтиненту. Принадлежность поздне триасовых–раннеюрских островных дуг Прото-Арктическому океану или Мезо-Пацифику представляет интерес для дальнейших исследований.

Выяснение тектонической позиции Южно-Анхойской сутуры имеет важные следствия:

1. Южно-Анхойской сutura является границей Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей. В их тектонической истории есть существенные различия, что не позволяет объединять

их в единую Верхояно-Чукотскую складчатую область. Эти различия определяются:

– разной историей и возрастом офиолитов Прото-Арктического и Оймяконского палеоокеанов, фрагменты которых сохранились соответственно в Хромской и Колымской структурных петлях;

– особенностями осадконакопления на Верхоянской и Чукотской пассивных окраинах, которые принадлежали разным палеоконтинентам соответственно Сибири и Лаврентии;

– разным временем коллизии Колымо-Омолонского и Чукотского микроконтинентов с Сибирским континентом.

2. В результате коллизии Чукотского микроконтинента с Сибирским континентом произошло объединение Северо-Американской и Евразийской плит, из чего следует важное следствие, подтверждающее принадлежность Чукотской (Новосибирско-Чукотской) складчатой области Арктическому складчатому поясу.

Благодарности. Авторы благодарят анонимных рецензентов за конструктивные замечания и выражают признательность редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование и детальное обсуждение рукописи с авторами.

Финансирование. Тектоническое районирование Чукотской складчатой области выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-70061. Разработка тектонической модели Южно-Анхойской сутуры, выяснение ее границ и структурной позиции выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-17-00197. Базовое финансирование сотрудников за счет субсидии № 0135-2019-0078.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте северо-востока Азии масштаба 1 : 5000000). – М.: ИЛРАН, 1992. 56 с.
2. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойд северного обрамления Тихого океана. – М.: МГУ, 2004. 46 с.
3. Бычков Ю.М., Соловьев Г.И. Новые данные по стратиграфии и литологии триасовых отложений верховьев р. Большой Анюй – В сб.: *Нижний мезозой правобережья р. Колымы и Северо-Западной Камчатки*. – Под ред. А.А. Сидорова – Магадан, 1992. С. 3–24.
4. Ватрушкина Е.В. Верхнеюрско-нижнемеловые осадочные отложения Западной Чукотки. – Под ред. М.И. Тучковой – М.: ГЕОС, 2021. 170 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 625).
5. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы текто-

- ники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
6. *Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьев В.А.* Мезозойский эвгеосинклинальный комплекс Чукотского полуострова // Геотектоника. 1978. № 6. С. 101–109.
 7. *Ганелин А.В.* Офиолитовые комплексы Западной Чукотки (строение, возраст, состав, геодинамические обстановки формирования). — Под ред. С.Д. Соколова — М.: ГЕОС, 2017. 178 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 613).
 8. *Гедько М.И., Постников С.Н., Свирина М.А.* Геологический отчет по космоаэрогеологическому картированию на территории листов R-58, 59, 60, Q-57, 58, в течение 1988–1990. — М.: Аэрогеология, 1991. 310 с.
 9. *Гельман М.Л.* Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке Сибири. Ст. 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4. С. 102–115.
 10. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. — Под ред. А.И. Ханчука — Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
 11. *Горячев Н.А.* Олойский вуланический пояс (поздняя юра–ранний мел). — В сб.: *Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России.* — Под ред. А.И. Ханчука — Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 259–260.
 12. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1000000 (новая серия). Лист R-58-(60) — Билибино. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 197 с.
 13. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1 : 1000000. Лист Q-60.1 — Анадырь. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 218 с.
 14. *Довгаль Ю.М., Радзивилл А.Я., Титов В.А., Часовитин М.Д.* К тектонике Анюйско-Олойского междуречья. — Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. — Под ред. С.М. Тильмана — Магадан: СВКНИИ, 1966. Вып. 18. С. 294–295.
 15. *Довгаль Ю.М., Палымский Б.Ф.* К вопросу обоснования Южно-Анюйского прогиба. — Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. — Под ред. С.М. Тильмана — Магадан: СВКНИИ, 1972. Вып. 20. С. 152–161.
 16. *Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И.* Новосибирские острова. — В кн.: *Геологическое строение и минералогия.* — Под ред. В.И. Ушакова — СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.
 17. *Драчев С.С., Савостин Л.А.* Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 98–107.
 18. *Дудко Е.А., Спектор В.Б.* Северо-западное продолжение Южно-Анюйской складчатой зоны в низовьях Колымы // Геология и геофизика. 1989. № 2. С. 21–31.
 19. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
 20. *Кара Т.В., Лучицкая М.В., Катков С.М., Белоусова Е.А.* Новые геохронологические U–Pb-данные о возрасте вулканоплутонической ассоциации Олойского пояса Алазейско-Олойской складчатой системы (Западная Чукотка) // ДАН. 2019. Т. 487. № 6. С. 653–658.
 21. Карта аномального магнитного поля России и прилегающих акваторий. М-6 1 : 2500000. — Под ред. Т.П. Литвиновой — СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. URL: <http://vsegei.ru/ru/info/atlas/mag/mag2500.jpg>
 22. *Константиновская Е.А.* Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование — Под ред. Ю.Г. Леонова — М.: Научный мир, 2003. 233 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 349).
 23. *Косько М.К., Соболев Н.Н., Кораго Е.А., Проскурнин В.Ф., Столбов Н.М.* Геология Новосибирских островов — основа интерпретации геофизических данных по Восточно-Арктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 2. С. 1–36.
 24. *Косько М.К.* Восточно-Арктический шельф России: геология и тектонические основы нефтегазогологического районирования. — Автореф. дис. ... д. г.-м. н. — СПб.: СПбГУ, 2007. 46 с.
 25. *Кузьмичев А.Б., Лебедев В.А.* О возрасте океанических базальтов на о. Большой Ляховский (Новосибирские острова): к вопросу о западной границе Южно-Анюйского океана в юрское время // ДАН. 2008. Т. 421. № 5. С. 653–657.
 26. *Кузьмичев А.Б., Пономарчук В.А., Конилов А.Н., Падерин И.П.* Глубинные пегматиты Эмийтасского базит-ультрабазитового комплекса (о. Большой Ляховский, Новосибирские острова) и их возраст ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, SHRIMP) // Геохимия. 2009. № 2. С. 179–209.
 27. *Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В.* Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.
 28. *Леднева Г.В., Пиис В.Л., Базылев Б.А.* Верхнетриасовые кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения Чукотского полуострова: состав магматических пород, U–Pb возраст цирконов и геодинамические интерпретации // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1425–1444.
 29. *Леднева Г.В., Базылев Б.А., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Ишиватари А., Кузьмин Д.В., Беляцкий Б.В.* Офиолитовый комплекс р. Матачингай на восточной Чукотке: фрагмент литосферы мезозойского задугового бассейна // Геотектоника. 2018. № 4. С. 54–76. <https://doi.org/10.1134/S0016853X18040045>
 30. *Леднева Г.В., Базылев Б.А., Соколов С.Д., Лейер П.* Геодинамические обстановки формирования комплексов Вельмайского террейна (Восточная Чукотка) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. — Мат-лы ЛП Тектонического со-

- вещания. — Под ред. К.Е. Дегтярева — М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 32–35.
31. *Лучицкая М.В., Моисеев А.В.* Возраст, особенности состава и геодинамическая обстановка формирования гранитоидов и пород комплекса даек мыса Святой Нос, Верхояно-Колымская складчатая область, Лаптево-Восточно-Сибироморский регион // *Геотектоника*. 2020. № 3. С. 82–93.
 32. *Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г.* Проблемы геологии и тектоники Южно-Ануйской складчатой зоны (Северо-Восток СССР). — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1989. 32 с.
 33. *Лычагин П.П., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б.* Петрология Уямкандинского расчлененного мафит-ультрамафитового массива (Южно-Ануйская складчатая зона). — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 50 с.
 34. *Моисеев А.В., Маскаев М.В., Ульянов Д.К., Соколов С.Д., Беляцкий Б.В.* Тектоническое положение и обстановки формирования вулканических пород Кульпольнейского комплекса и до аптских даек Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка) // *ДАН. Науки о Земле*. 2021. Т. 499. № 1. С. 42–48
 35. *Морозов О.Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. — Под ред. С.Д. Соколова — М.: ГЕОС, 2001. 201 с.
 36. *Натальин Б.А.* Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы в северной части Циркум-Пацифики. — Под ред. Ю.А.Косыгина — М.: Наука, 1984. 136 с.
 37. *Оксман В.С.* Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). — Под ред. С.Д. Соколова, С.А. Куренкова, Л.М. Парфенова — М.: ГЕОС, 2000. 268 с.
 38. *Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Третьяков Ф.Ф., Силантьев С.А.* Офиолитовые пояса Арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // *Тихоокеанская геология*. 2003. Т. 22. № 6. С. 62–75.
 39. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. — Под ред. К.В. Боголепова — Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 40. *Парфенов Л.М., Натальин Б.А.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии в мезозое и кайнозое // *Докл. АН СССР*. 1977. Т. 235. № 5. С. 1132–1135.
 41. *Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // *Геотектоника*. 1993. № 1. С. 68–78.
 42. *Пинус Г.В., Стерлигова В.Е.* Новый пояс альпидо-типных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов // *Геология и геофизика*. 1973. № 12. С. 109–111.
 43. *Радзивилл А.Я.* Новые данные по геологии юго-восточной части Южного Ануйского хребта. — Матлы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. — Под ред. С.М. Тильмана — Магадан: СВКНИИ, 1964. Вып. 17. С. 57–62.
 44. *Радзивилл А.Я.* Государственная геологическая карта СССР. М-6 1 : 200000. Сер. Ануйско-Чаунская. — Лист Q-58-XI, XII. — Объяснительная записка. — Магадан, 1976. 74 с.
 45. *Сеславинский К.Б.* Южно-Ануйская сutura (Западная Чукотка) // *Докл. АН СССР*. 1979. Т. 249. № 5. С. 1181–1185.
 46. *Сизых В.И., Игнатъев В.А., Школьный Л.Д., Берлибле Д.Г., Фомин В.П., Редюк Р.С., Сухина Р.С.* Новые данные по стратиграфии и тектонике левобережья Малого Анюя. — В сб.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. — Под ред. С.М. Тильмана — Магадан: СВКНИИ, 1977. Вып. 23. С. 29–34.
 47. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П.* Тектоника Южно-Ануйской сутуры (Северо-Восток Азии) // *Геотектоника*. 2015. № 1. С. 5–30.
 48. *Соловьева М.Ф.* Биостратиграфическое расчленение по фораминиферам нижнее и среднекаменноугольных отложений острова Котельного, острова Врангеля и Чукотки. — В сб.: *Верхний палеозой Северо-Востока СССР*. — Под ред. В.И. Устрицкого — Л.: НИИГА, 1975. С. 42–53.
 49. *Спектор В.Б., Андрусенко А.М., Дудко Е.А., Кареева Н.Ф.* Продолжение Южно-Ануйской сутуры в Приморскую низменность // *Докл. АН СССР*. 1981. Т. 260. № 2. С. 1447–1450.
 50. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия).* — Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина — М.: Наука, 2001. 571 с.
 51. *Тильман С.М.* Миогеосинклинальные системы — В сб.: *Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана*. — Под ред. Ю.М. Пушаровского — М.: Наука, 1980. С. 28–40.
 52. *Тильман С.М.* Рифейская и фанерозойская история Северо-Востока СССР. — В сб.: *Закономерности формирования структуры континентов в неогене*. — Под ред. А.В. Пейве, Н.А. Штрейса — М.: Наука. 1986. С. 128–142.
 53. *Тихомиров П.Л.* Меловой окраинно-континентальный магматизм северо-востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. — Автореф. дис. ... д.г.-м.н. — М.: МГУ, 2018. 43 с.
 54. *Тучкова М.И.* Терригенные породы древних континентальных окраин (Большой Кавказ и Северо-Восток России). — Под ред. С.Д. Соколова — М.: ГЕОС, 2011. 364 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 600).
 55. *Тынанкергав Г.А., Бычков Ю.М.* Кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения запада Чукотского полуострова // *Докл. АН СССР*. 1987. Т. 296. № 3. С. 698–700.
 56. *Тынанкергав Г.А., Ланецкая Т.А., Бычков Ю.М.* Стратиграфия и петрография верхнетриасовых терригенно-кремнисто-вулканогенных отложений на западе Чукотского полуострова // *Вестн. СВНЦ ДВО РАН*. 2011. № 3. С. 29–36.
 57. *Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д.* Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континен-

- тального обрамления. — Под ред. Ю.Г. Леонова — М.: Наука, 2009. 227с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 601).
58. Шеховцов В.А., Глотов С.П. Государственная геологическая карта РФ. М-6 1 : 200000. Серия Олойская. — Лист Q-58-XI, XII. — Объяснительная записка. — М.—СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 201 с.
 59. Akinin V.V., Calvert A.T. Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia // *GSA Spec. Paper*. 2002. Vol. 360. P. 147–165.
 60. 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. Vol. 11. № 5. P. 1530–1564.
<https://doi.org/10.1130/GES01165.1>
 61. *Bering Strait Geologic Field Party*, Koolen metamorphic complex, NE Russia: Implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // *Tectonics*. 1997. Vol. 16. No. 5. P. 713–729.
 62. Byalobzhesky S.G., Goryachev N.A., Palymsky B.F., Kuznetsov V.M., Salnikov A.S. The deep structure of the Oloy–Chuckhi orogenic belt as evidenced by the 2-ДВ transect data. — In: *Tectonics and Metallogeny of Northern Circum-Pacific and East Asia*, Ed. by A.N. Didenko, (Khabarovsk, Inst. Tectonics and Geophysics DVO RAS. 2007). pp. 85.
 63. Chemenda A.I., Yang R.K., Stephan J.-F., Konstantinovskaya E.A., Ivanov L.M. New results from physical modelling of arc-continental collision in Taiwan: evolutionary model // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 333. P. 159–178.
 64. Churkin M. (Jr.) Tectonostratigraphic terranes of Alaska and Northeastern USSR — a record of collision and accretion. — In: *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*, Ed. by M. Hashimoto, S. Uyeda, (Tokio, 1983). P. 37–42.
 65. Davydov V.I. Biotic paleothermometry constrains on Arctic plates reconstructions: Carboniferous and Permian (Zhokhov Island, De-Longa Group Islands, New Siberian Archipelago) // *Tectonics*. Vol. 35. P. 2158–2170.
<https://doi.org/10.1002/2016TC004249>
 66. Embry A.F., Dixon J. The age of the Amerasian Basin. — In: *Proceedings of the International Conference on Arctic Margins*, (Anchorage, AK, USA. Bureau of Ocean Energy Management Outer Continental Shelf Stud., 1994). P. 289–294.
 67. Fujita K., Newberry J.T. Tectonic evolution of Northeastern Siberia and adjacent regions // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 89. P. 337–357.
 68. Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean. — In: *Arctic Petroleum Geology*, Ed. by A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupa-kova, K. Sørensen, (Geol. Soc. London, Mem. 2011. Vol. 35). P. 771–799.
 69. Harris R. Tectonic evolution of the Brooks Range ophiolite, northern Alaska // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 392. Is. 1–4. P. 143–163.
 70. Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V., Isakova T.N., Ivanova R.M., Mirolyubova E.S., Rekant P.V., Gusev E.A. Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (Eastern Arctic): A study of dredged seafloor material // *J. Geodynamics*. 2018. Vol. 120. P. 23–44.
 71. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian Islands and Laptev Sea? // *Tectonophysics*. 2009. Vol. 463. P. 86–108.
 72. Lapierre H., Bosch D., Tardy M., Struik L.C. Late Palaeozoic and Triassic plume-derived magmas in the Canadian Cordillera played a key role in continental erupt growth // *Chem. Geol.* 2003. Vol. 201. P. 55–89.
 73. Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. Vol. 29. No. 2. P. 167–170.
 74. Ledneva G., Pease V., Sokolov S. 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. Vol. 40. P. 737–745.
 75. Miller E.L., Katkov S.M., Strickland A., Toro J., Akinin V.V., Dumitru T.A. Geochronology and thermochronology of Cretaceous plutons and metamorphic country rocks, Anyui-Chukotka fold belt, north–east Arctic Russia. — In: *Geology, geophysics and tectonics of northeastern Russia: A tribute to Leonid Parfenov*. — Ed. by B. Stone, K. Fujita, P.W. Layer, E.L. Miller, A.V. Prokopiev, J. Toro, (Copernicus Publications), Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. Vol. 4), P. 157–175.
 76. Miller E.L., Meisling K.E., Akinin V.V., Brumley K., Coakley B.J., Gottlieb E.S., Hoiland C.W., O'Brien T.M., Soboleva A., Toro J. Circum-Arctic lithosphere evolution (CALE) Transect C: Displacement of the Arctic Alaska-Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia basin of the Arctic. — In: *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*, Ed. V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2018. Vol. 460).
<https://doi.org/10.1144/SP460.9>
 77. Moore T.E., Wallace W.K., Bird K.J., Karl S.M., Mull C.G., Dillon J.T. Geology of northern Alaska. — In: *The geology of Alaska*, Ed. by G. Plafker, H.C. Berg, (Boulder, Colorado, GSA, 1994. Vol. G-1). P. 49–140.
 78. Natal'in B., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of the northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonics of the Arctic region // *Tectonics*. 1999. Vol. 18. No. 6. P. 977–1004.
 79. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic Tectonic Evolution the Circum-North Pacific // *U.S. Geol. Surv.* 1998. Open-File Rep. P. 98–754.
 80. Pallister I.S., Budahn J.R., Murchey B.L. Pillow basalts of the Angayucham terrane: Oceanic plateau and island crust accreted to the Brooks Range // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 15901–15923.
 81. Patton W.W. (Jr.), Box S.E., Moll-Stalcup E.J., Miller T.P. Geology of west-central Alaska, In: *The Geology of Alaska*. — Ed. by G. Plafker, H.C. Berg, (Boulder, Colorado, GSA, 1994. Vol. G-1). P. 241–269.

82. *Sergeev S., Petrov O., Belyatsky B., Sobolev N., Shokalsky S., Shevchenko S., Krymsky R., Petrov E.* Age (U–Pb zircon) and isotope-geochemical characteristics of bedrocks from New Siberian Islands and its tectonic implications // *Geophys. Res. Abstr.* 2014. Vol. 16. EGU2014-10984.
83. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Shekhovtsov V.A., Glotov S.P., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezhnaya I.R.* The South Anyui Suture, NE Arctic Russia: Facts and problems to solve // *GSA Spec. Pap.* 2002. Vol. 360. P. 209–224.
84. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova, M.I., Lauer P.W.* Tectonic reconstruction of Uda-Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia – Northwest Pacific // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. Vol. 4. P. 273–288.
85. *Till A.B.* A synthesis of Jurassic and Early Cretaceous crustal evolution along the southern margin of the Arctic Alaska–Chukotka microplate and implications for defining tectonic boundaries active during opening of Arctic Ocean basins // *Lithosphere.* 2016. Vol. 8. No. 3. P. 219–237.
86. *Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Khudoley A.K., Hayasaka Y., Moiseev A.V.* Permian and Triassic deposits of Siberian and Chukotka passive margins: sedimentation setting and provenance. – In: *ICAM VI Proceedings.* – Ed. by D.B. Stone, G.E. Grikurov, J.G. Clough, G.N. Oakey, D.K. Thurston, (St. Petersburg: VSEGEI), 2014. P. 61–96.

Tectonic Position of the South Anyui Suture

**S. D. Sokolov^{a,*}, M. I. Tuchkova^a, G. V. Ledneva^a, M. V. Luchitskaya^a, A. V. Ganelin^a,
E. V. Vatrushkina^a, A. V. Moiseev^a**

^a*Geological Institute RAS, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: ssokolov43@mail.ru*

The South Anyui fold system was formed at the end of the Early Cretaceous at the site of a closed oceanic basin as a result of the collision of the Chukotka microcontinent with the structures of the active margin of the Siberian continent. There are two distinct stages in the tectonic history of the oceanic basin. At the first stage (Late Paleozoic–Early Mesozoic), there was the Proto-Arctic Ocean, which united the South Anyui and Angayucham basins. The second stage (Volgian – Hauterivian–Barremian) began with cessation of spreading, the shortening of the oceanic basin, and accumulation of turbidites. In the west, the South Anyui suture ends in the form of the Chroma loop and, like the Kolyma loop, the suture is a package of allochthons composed of fragments of the Proto-Arctic Ocean. In the central part, the suture is the result of the collision of the Chukotka microcontinent with the active margin of the Kolyma–Omolon microcontinent. The eastern end of the collisional suture is formed by ophiolites in the Matachingai River basin. In eastern Chukotka, the Late Triassic–Early Jurassic ensimatic island arcs of the Velmaiskii terrane accreted to the Chukotka microcontinent. In this area, the Proto-Arctic Ocean connected with the Meso-Pacific, from where the island-arc terranes were transported. The South Anyui suture is the border of the Verkhoyansk–Kolyma and Chukotka fold regions and, accordingly, the border of the Pacific and Arctic structures. There are significant differences in the tectonic evolution of these structures, which are determined by the different history and age of the Proto-Arctic and Oymyakon paleo-oceans, fragments of which have been preserved in the Khroma and Kolyma structural loops, as well as the features of sedimentation on the Verkhoyansk and Chukotka passive margins, which belonged to the paleocontinent Siberia and the paleocontinent Larentia.

Keywords: tectonics, geodynamics, terranes, ophiolites, island arcs, turbidites, Paleozoic, Mesozoic, South Anyui suture, Northeast Asia

УДК [551.242.31+552.32]:551.763.1(571.651)

ЭТАПЫ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА И ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

© 2021 г. М. В. Лучицкая¹, *, С. Д. Соколов¹

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: luchitskaya@ginras.ru

Поступила в редакцию 22.09.2020 г.

После доработки 14.06.2021 г.

Принята к публикации 15.07.2021 г.

Выделены неопротерозойский (750–550 млн лет), девонско–раннекаменноугольный (390–350 млн лет) и раннемеловой (117–105 млн лет) основные этапы гранитоидного магматизма, в течение которых происходило формирование континентальной коры Восточной Арктики. Корреляция неопротерозойского гранитоидного магматизма Новосибирских островов, о. Врангеля, п-ова Чукотка, Чукотского бордерленда и северной территории п-ова Аляска указывает на единство фундамента микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка и его мезо–неопротерозойский возраст. Мы предполагаем, что обстановка формирования неопротерозойских гранитоидов является надсубдукционной окраинно–континентальной, реже – рифтогенной (п-ов Сьюард Аляски). Девонско–раннекаменноугольный этап гранитоидного магматизма связан с проявлениями различных фаз элсмирской орогении в Арктическом регионе. Формирование гранитоидов этого возраста происходило в островодужной, окраинно–континентальной или задуговой обстановках. Раннемеловой этап формирования континентальной коры связан с процессом коллизии Сибирского континента и микроконтинента Арктическая Аляска–Чукотка в готериве–барреме. В апте–альбе режим коллизионного сжатия сменился на постколлизионное растяжение, которое сопровождалось формированием комплексов метаморфических ядер, внедрением гранитоидов и образованием наложенных орогенных впадин. Данные по минеральному и химическому составу гранитоидов выявленных нами этапов магматизма указывают на сходство неопротерозойских гранитоидов с гранитами S- и I-типа. Девонско–раннекаменноугольные гранитоиды имеют сходство преимущественно с гранитами I-типа. Раннемеловые гранитоиды обладают свойствами гранитов I- и A-типа. Результаты анализа Sr–Nd изотопных данных, а также Lu–Hf изотопного состава циркона свидетельствуют об участии как корового, так и мантийного компонента в формировании источника гранитоидных расплавов на всех выявленных этапах.

Ключевые слова: геодинамическая обстановка, микроплита Арктическая Аляска–Чукотка, гранитоидный магматизм, U–Pb возраст, Lu–Hf изотопный состав циркона, континентальная кора, Восточная Арктика, граниты I-, S-, A-типа

DOI: 10.31857/S0016853X21050040

ВВЕДЕНИЕ

В пределах Восточной Арктики выделена микроплита Арктическая Аляска–Чукотка, большая часть которой скрыта под водами Восточно-Сибирского и Чукотского морей [42, 61, 66, 75, 78, 85]. Линия южной границы микроплиты проходит по Южно-Ануйской сутуре п-ова Чукотка и по сутуре Кобук-Ангаючам п-ова Аляска. Мы полагаем, что линия северной границы может проходить по осевой зоне Канадского бассейна до впадины Макарова на западе Американо-Сибирского бассейна. Выделенная южная деформированная часть микроплиты, граница которой проходит по фронту кайнозойских надвигов складчатой области хр. Брукс,

фронтальному надвигу Врангеля–Геральда и его западному продолжению в Восточно-Сибирском море, зафиксирована в сейсмических профилях [45, 75, 84]. Северная часть микроплиты без следов мезозойских деформаций включает область Центрально-Арктических поднятий и прогибов, в том числе Чукотское плато.

Выступы фундамента микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка наблюдаются на о. Врангеля, в гранито–гнейсовых куполах Чукотки и Аляски и террейнах хребта Брукс на севере Аляски. Ксенолиты гранито–гнейсов неопротерозойского возраста выносятся на поверхность плиоцен–

четвертичными щелочными базальтами о. Жохова из архипелага Де Лонга [17, 33].

В состав сложно деформированного осадочно-чехла о. Врангеля входят комплексы верхнего силура—среднего девона, верхнего девона—нижнего карбона, карбона, перми и верхнего триаса [16, 26, 27, 56]. В группе поднятий п-ова Чукотка низы чехла микроплиты представлены терригенно-карбонатными породами девона—карбона, иногда они представлены карбонатными породами ордовика—нижнего девона и сланцами, андезитовыми туфами девона—нижнего карбона. Чехол микроплиты Арктическая Аляска—Чукотка п-ова Сьюард на западном окончании п-ова Аляска представлен известняками, доломитами, терригенными породами ордовика, силура, девона и нижнего карбона [70]. Триасовый чехол широко распространен на о. Врангеля, п-ове Чукотка и в меньшей степени — в Арктической Аляске.

Палеозойские осадочные породы в различной степени подверглись метаморфизму и деформациям [27]. На о. Врангеля и п-ове Чукотка наиболее четко выражена позднекимерийская (чукотская) фаза орогении в конце раннего мела, сопровождавшаяся метаморфизмом зеленосланцевой фации. На п-ове Сьюард широко развиты юрско-меловые деформации и метаморфизм различных фаций, которые затушевывают взаимоотношения фундамент—чехол микроплиты Арктическая Аляска—Чукотка. Недавними исследованиями на о. Врангеля и Новосибирских островах было установлено проявление элсмирских деформаций на рубеже среднего—позднего девона или позднего девона—раннего карбона [15, 23, 77]. Следы более древних деформаций в районе Восточной Арктики не были выявлены. Отражением орогенических событий является внедрение гранитоидов неопротерозойского возраста [38].

Континентальная кора Восточной Арктики формировалась под влиянием аккреционно-коллизионных процессов, сопровождавшихся внедрением гранитоидов, метаморфизмом и деформациями. Массовое развитие магматических и метаморфических комплексов гранитного состава является прямым комплексом-показателем становления гранитно-метаморфического слоя.

Целью нашей статьи является выявление особенностей вещественного состава гранитоидов, их эволюции и связи гранитоидов с этапами становления континентальной коры региона, которое мы основываем на обобщении имеющихся данных с полученными данными по неопротерозойскому, позднепалеозойскому и раннемеловому гранитоидному магматизму и вулканизму кислого состава Восточной Арктики.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КИСЛОГО СОСТАВА

Неопротерозойские гранитоиды и вулканы кислого состава

В последние годы установлено, что неопротерозойские гранитоиды и, в меньшей степени, вулканы кислого состава достаточно широко развиты в пределах фундамента микроплиты Арктическая Аляска—Чукотка: в хребте Брукс, на п-ове Сьюард Аляски, на Чукотке, о-ве Врангеля и Чукотском бордерленде (рис. 1, рис. 2) [1, 38, 40, 50]. Они представлены ортогнейсами или гранито-гнейсами и образуют изолированные блоки или пластины среди палеозойских пород или включены в метаморфические комплексы кристаллического фундамента микроплиты. Выходы фундамента наблюдаются на о-ве Врангеля (врангелевский комплекс) и в гранито-гнейсовых куполах Киглуаик, Бенделобен, Дарби п-ова Сьюард Аляски и Кооленьском, Нешканском, Велиткенайском Чукотки. Большинство датировок неопротерозойских метагранитоидов и метавулканитов кислого состава укладывается в интервал от 0.75 до 0.55 млрд лет, хотя имеются и более древние (рис. 3).

Хребет Брукс и п-ов Сьюард на Аляске. В хребте Брукс и на п-ове Сьюард на Аляске присутствуют ортогнейсы и метавулканы кислого состава. Наиболее древними являются ортогнейсы Эрн Лейк, выявленные в южной части хребта Брукс, где имеют интрузивные контакты с мраморами неясного возраста. Ортогнейсы вместе с неопротерозойским обломочными и карбонатными толщами несогласно перекрываются мощной серией раннепалеозойских платформенных карбонатных отложений [46, 66—68]. Для ортогнейсов Эрн Лейк получены U—Pb оценки возраст кристаллизации их протолита 968 ± 5 млн лет, при этом для одного из ядер циркона в ортогнейсах получено значение 2714 ± 33 млн лет [38].

Самые древние метавулканы кислого состава были выявлены в горах Бенделобен п-ова Сьюард, где они переслаиваются с метапелитовыми сланцами. Для метавулканитов получены U—Pb оценки возраста формирования протолита 868 ± 6 млн лет, для одного зерна получена оценка 1265 ± 29 млн лет [38, 39].

Гранитоиды и вулканы кислого состава, имеющие возрасты в интервале 750—550 млн лет, распространены более широко (см. рис. 3). В горах Хаб Маунтин в западной части Центрального пояса хребта Брукс они с вместе палеозойскими осадочными и вулканическими породами участвуют в строении пакета тектонических пластин. Докембрийские образования здесь представлены в основном сланцами по породам основного состава и кварцитами, а также метагабброидами,

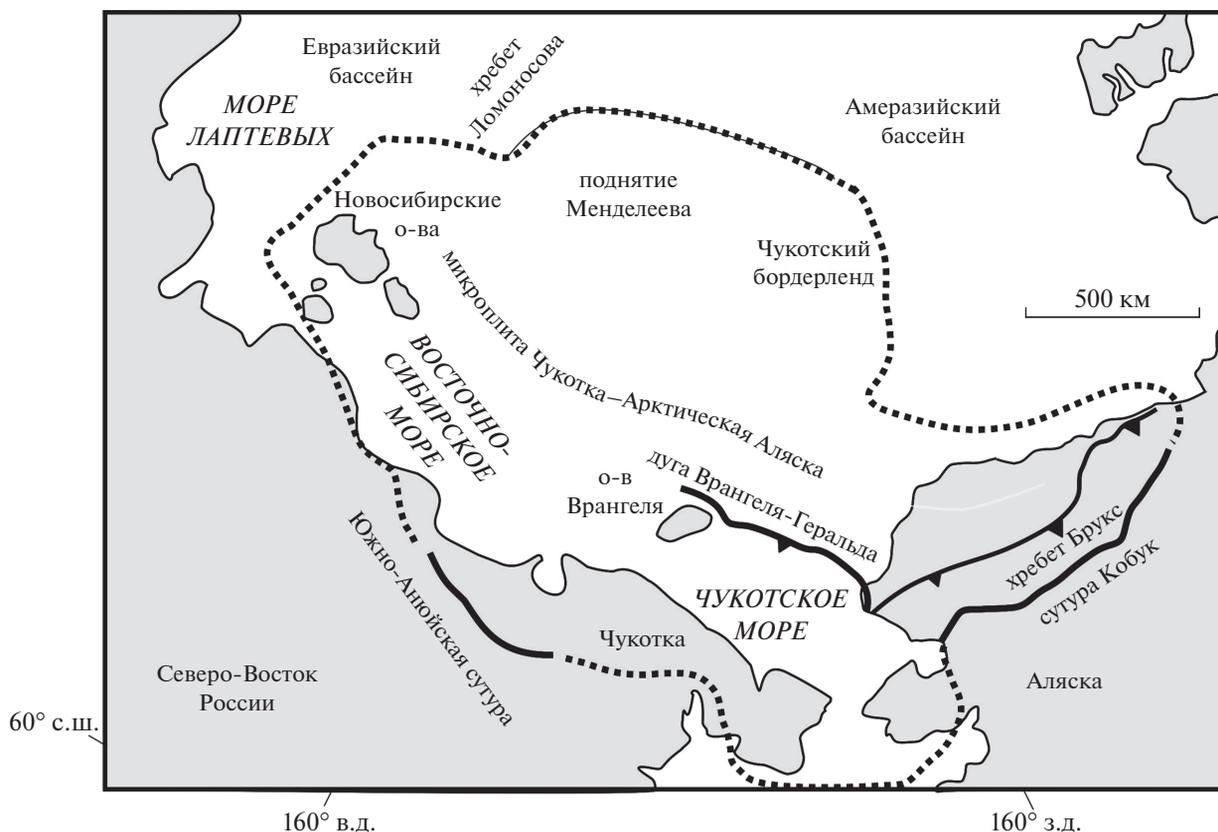


Рис. 1. Контуры микроплиты Чукотка–Арктическая Аляска.

прорванными в разной степени метаморфизованными гранитоидами и гранитными пегматитами, для которых получены U–Pb оценки возраста 742 ± 6 и 750 ± 6 млн лет [38, 55].

В ядре гранитно-метаморфического купола гор Киглуаик на п-ове Сьюард залегают ортогнейсы кислого состава и высокоградиентные метаморфические породы, для которых получены U–Pb оценки возраста 670 ± 5 , 669 ± 5 [38] и в интервале от 687 ± 9 до 663 ± 7 млн лет [37, 72], соответственно. Предполагается, что протолитами ортогнейсов являются граниты, гранодиориты и тоналиты [48], в которых присутствуют деформированные ксенолиты гранатовых амфиболитов и хлорит-альбитовых сланцев размером до 40 см. Их протолитами могли быть мафические или осадочные породы.

В горах Киглуаик в юго-западной части п-ова Сьюард выявлены мощные тела ортогнейсов Томсон Крик, не имеющие четких соотношений с вмещающими метаосадочными породами. Однако данные по возрастам детритовых цирконов из обломочных пород позволяют предполагать, что обломочные породы несогласно перекрывали ортогнейсы. U–Pb оценки возраста формирования протолитов ортогнейсов Томсон Крик составляют 565–555 млн лет [38].

Полуостров Чукотка. На полуострове Чукотка неопротерозойские ортогнейсы распространены в пределах Кооленского гранитно-метаморфического купола и в обрамлении Велиткенайского гранитоидного массива (см. рис. 3).

Ядро Кооленского купола сложено породами амфиболитовой фации и окаймлено слабометаморфизованными палеозойскими и мезозойскими осадочными породами и вулканитами мелового возраста [8, 39, 67]. Метаморфические породы включают тела ортогнейсов, для которых получены U–Pb оценки возраста в интервале 650–580 млн лет [32, 37, 38, 67]. В одном из зерен циркона для ядра и каймы получены возрасты 1.8 млрд лет и 101 млн лет, соответственно [32]. Величины ϵ_{Hf} в ортогнейсах Кооленского купола находятся в интервале +7.5...+12 [50]. Во вмещающих мигматизированных парагнейсах U–Pb возраст лейкосомы составляет около 650–676 млн лет [38], для детритовых цирконов из парагнейсов получены оценки возраста в интервале 1.7–1.15 млрд лет [32, 38].

В обрамлении мелового Велиткенайского гранитоидного массива, расположенного в восточной части Куульского поднятия Западной Чукотки, присутствуют мигматизированные высокоградиентные метаморфические породы, которые объ-

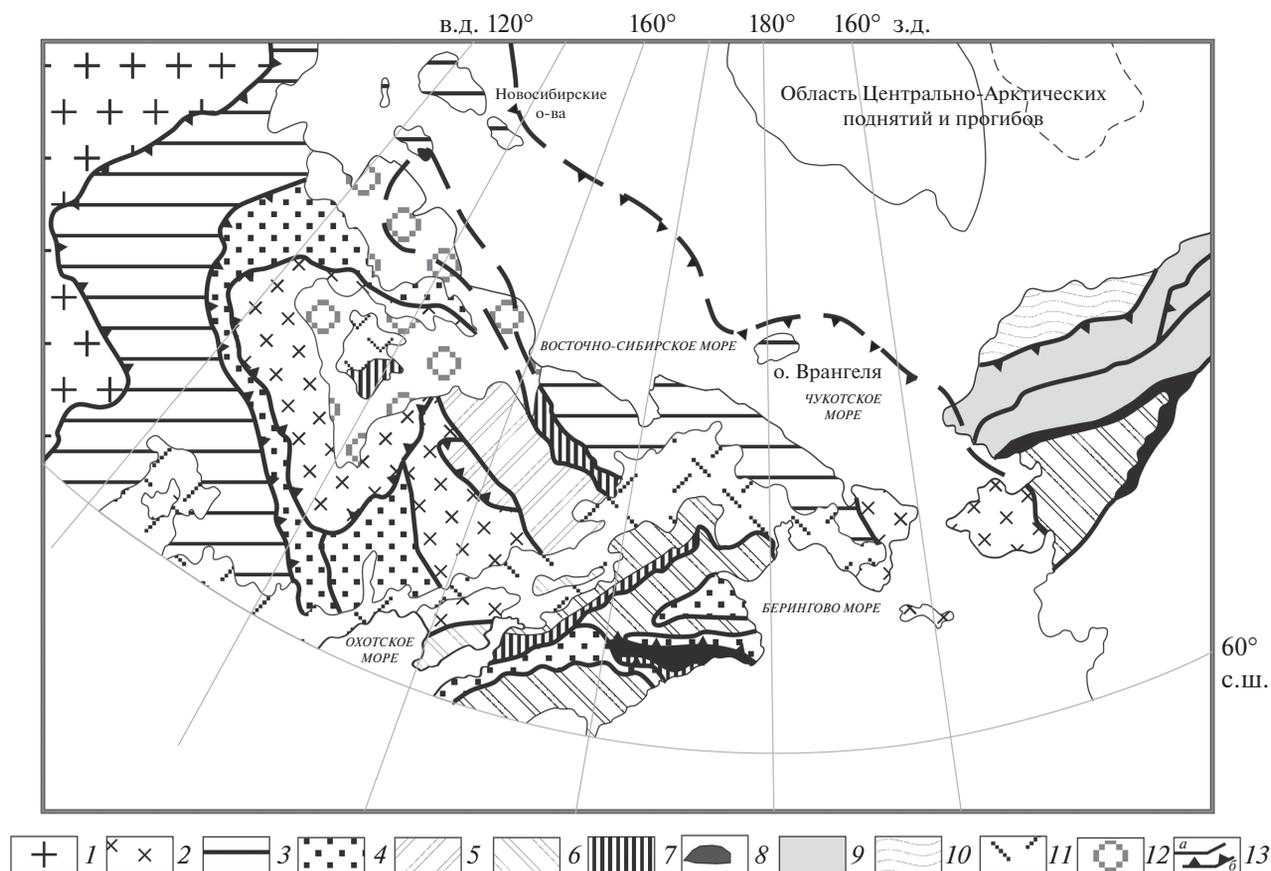


Рис. 2. Тектоническая схема Северо-Востока Азии и Северной Аляски.

1 – Сибирский кратон; 2–8 – террейны: 2 – кратонные, 3 – пассивных окраин, 4 – существенно турбидитовые, 5 – островных дуг, 6 – островных дуг и задуговых бассейнов, 7 – аккреционных призм, 8 – офиолитовые и океанические; 9 – террейны хр. Брукс; 10 – бассейн Колвилл; 11–12 – перекрывающие комплексы: 11 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 12 – кайнозойские отложения; 13 – разрывные нарушения: а – разломы, б – надвиги

единяются в велиткенайский комплекс [50]. U–Pb оценка цирконов из кварц-полевошпатовых гнейсов этого комплекса составляет 661 ± 11 млн лет [50]. Лейкограниты, секущие гнейсовидные граниты приконтактной части Велиткенайского массива с возрастом 105 млн лет, содержат включения гнейсов и ксеногенные цирконы с возрастными около 610 млн лет [29, 50, 63].

Остров Врангеля. Здесь неопротерозойские гранитоиды и кислые вулканиты входят в состав врангелевского комплекса, который обнажен в пределах субширотной полосы в центральной части острова от м. Флоренс до Мамоновых и Центральных гор. В строении комплекса участвуют сильно дислоцированные метавулканические и метаосадочные породы с единичными линзами и пластами карбонатных пород, метаморфизованные в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях [9, 11, 12, 16]. Среди них залегают пластовые тела гранитоидов мощностью от десятков сантиметров до 70–80 м, реже – дайки и мелкие штоки до 20×30 м [16]. Для этих пород получены

оценки возраста кристаллизации в интервале 690–720 млн лет [20, 41, 50], часть популяции цирконов имеет унаследованные ядра с возрастными в интервале от 1000 до 2600 млн лет [20].

U–Pb датировки метавулкаников кислого состава из врангелевского комплекса составляют 633 млн лет (TIMS) [44], 594 ± 7 , 599 ± 8 (SIMS) [26]. В работе [50] для метавулканита из врангелевского комплекса указана датировка 702 ± 4 (SIMS) млн лет, но не приведены данные о составе породы. Возраст базальтов, пространственно ассоциирующих с вулканитами кислого состава находится в интервале 500–600 млн лет (LA-ICP-MS) [24, 26]. Датирование цирконов (LA-ICP-MS) из цемента базальных конгломератов в основании верхнекаменноугольных отложений, перекрывающих базальты и вулканиты кислого состава, показало, что 87% зерен находятся в интервале от 517 до 715 млн лет, где они образуют максимумы 535 (6%), 586 (54%) и 667 (27%) млн лет. В интервале 1016–2362 (13%) млн лет цирконы не образуют возрастных пиков [24].

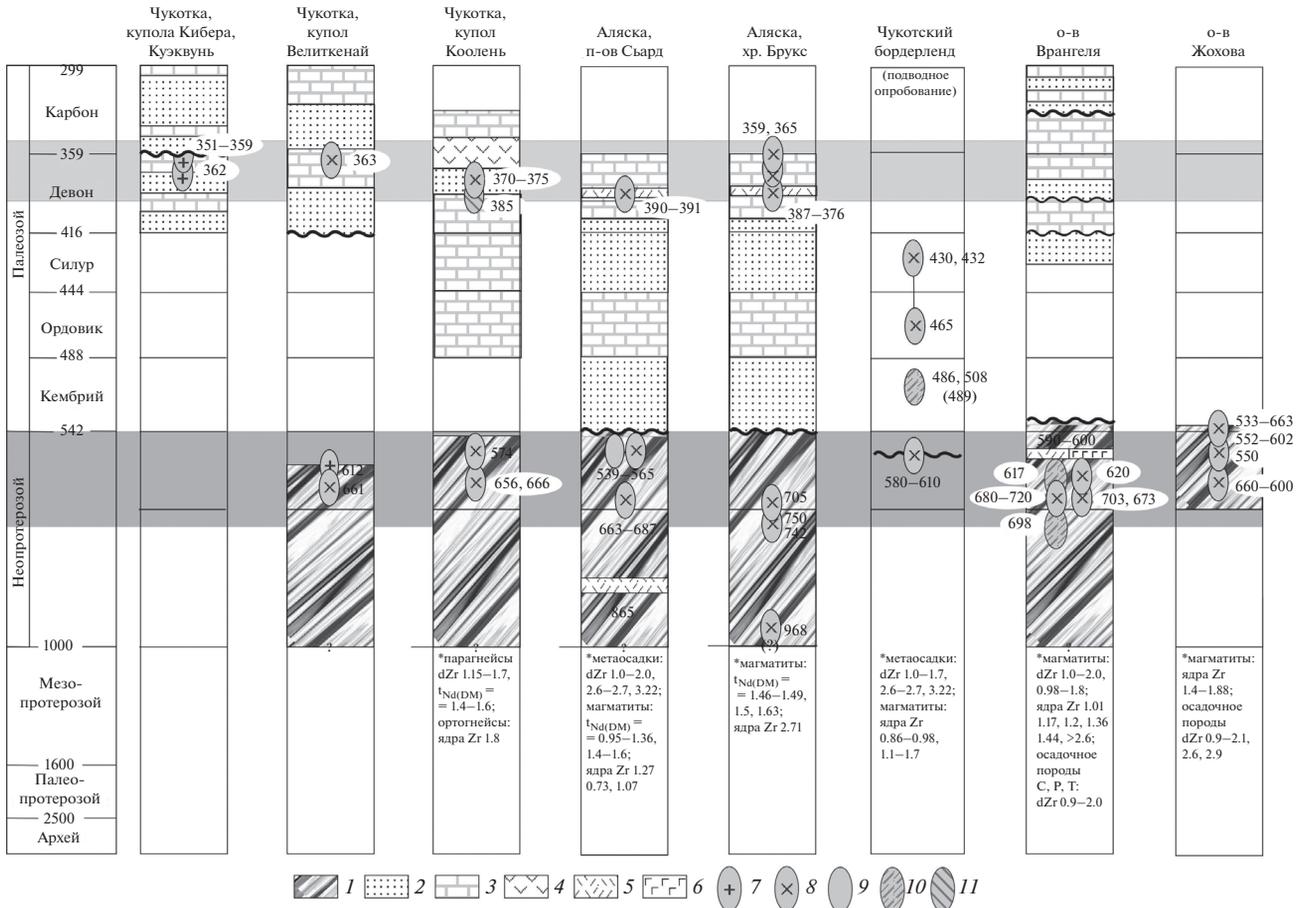


Рис. 3. Тектоно-стратиграфические колонки, отражающие тектонические и магматические события в районах Восточной Арктики. Обозначены (звездочка) косвенные данные по более древнему, чем неопротерозойский, возрасту фундамента Арктическая Аляска—Чукотка.

1 – кристаллические комплексы фундамента микроплиты Арктическая Аляска—Чукотка; 2 – терригенные породы; 3 – карбонатные породы; 4 – вулканиты среднего состава; 5 – метавулканиты кислого состава; 6 – метавулканиты основного состава; 7 – гранитоиды; 8 – ортогнейсы, гранито-гнейсы; 9 – габбро; 10 – амфиболиты; 11 – метаяультрамафиты

В работах [1, 34, 40, 71] приведены данные о драгировании магматических и метаморфических пород неопротерозойского возраста в районе Чукотского бордерленда, а также о ксенолитах пород фундамента в плиоцен-четвертичных базальтах о-ва Жохова архипелага Де Лонга.

Чукотский бордерленд. Представляет собой батиметрическое поднятие на шельфе Северной Аляски с континентальным типом земной коры [52]. Породы, драгированные с крутого эскарпа в центральной части Чукотского бордерленда представлены деформированными амфиболитами, гранат-содержащими мусковит-биотит-кварц-полевошпатовыми гнейсами и ортогнейсами с очками калиевого полевого шпата [40]. Большую часть объема полученного материала составляют гнейсы и амфиболиты, очковые ортогнейсы встречены в количестве 20 фрагментов.

Амфиболиты пересекаются сантиметровыми деформированными жилами кварцевого или кварц-полевошпатового состава. Амфиболиты содержат цирконы метаморфического генезиса с U—Pb средневзвешенными возрастными 508 ± 4 и 486 ± 20 млн лет. Возраст цирконов из секущей лейкократовой жилы составляет 489 ± 15 млн лет [40].

Гранат-содержащие мусковит-биотит-кварц-полевошпатовые гнейсы образовались по плутонической породе среднего состава [40]. Цирконы из гнейсов образуют три возрастных интервала: 480–545, 560–650 и 1000–1700 млн лет. Оценки возраста в интервале 560–650 млн лет интерпретируются как возрасты кристаллизации плутонического протолита гнейсов, из них средневзвешенные составляют 610 ± 24 и 580 ± 20 млн лет. Возрасты 480–545 млн лет получены по зернам метаморфического генезиса и отражают время

метаморфического события, которое совпадает с метаморфизмом амфиболитов. Возраст в интервале 1000–1700 млн лет установлен по ядрам субидиоморфных зерен циркона и трактуется как унаследованный из осадочного протолита [40].

Средневзвешенные U–Pb возрасты очковых ортогнейсов составляют 430 ± 4 и 432 ± 4 млн лет и отражают возраст кристаллизации магматического протолита ортогнейсов. Возрасты ядер цирконов образуют кластеры 860–980, 1100–1450, 1650 и 1825 млн лет и интерпретируются как унаследованные из осадочного протолита [40].

Остров Жохова, архипелаг Де Лонга. По данным [34, 47] щелочные базальты о-ва Жохова содержат коровые ксенолиты плагиогранитогнейсов и песчаников. Конкордантные возрасты кристаллизации цирконов из протолита составляют 630–650 (U–Pb SIMS, [34]) или 568 ± 4 , 602 ± 2 , 533 ± 1 , 578 ± 2 млн лет (U–Pb SIMS, [47]), средневзвешенные – 626 ± 9 и 638 ± 11 млн лет [36]. Часть цирконов содержит древние ядра с возрастом 1.47–1.88 млрд лет [34]. Конкордантные U–Pb возрасты цирконов из гранитоидов из глыб в развалах вблизи вулканических жерловин составляют интервал 552–602 (U–Pb SIMS, [17, 18]), интервал возраста гранитов из галек глыб конгломератов составляет 647 ± 5 млн лет.

Песчаники из ксенолитов содержат детритовые цирконы, по которым установлено, что возраст осадочных отложений не древнее перми и присутствие протерозойских цирконов, наиболее древние из которых имеют возраст 1.8 млрд лет. Отмечается сходство популяций детритовых цирконов с таковыми в пермских и триасовых отложениях Таймыра и Чукотки [34]. По данным [47] в популяции детритовых цирконов преобладают неопротерозойские цирконы с пиком 650 млн лет, а также присутствуют редкие палеопротерозойские и архейские цирконы и небольшое количество мезопротерозойских в интервале от 1350 до 1050 млн лет. Популяция детритовых цирконов из песчаника из глыб в развалах вблизи вулканических жерловин имеет неопротерозойские возрасты 547 ± 4 млн лет (60%), мезопротерозойские 1000–1100 млн лет (30%) и единичные зерна 1400, 1900, 2650, 2900 млн лет [17].

Девонские-раннекаменноугольные гранитоиды и вулканы кислого состава

Девонские гранитоиды в пределах микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка развиты в хребте Брукс, на п-ове Сьюард Аляски и на Чукотке [38, 39, 60, 81] (см. рис. 3). Пояс средне-позднедевонских гранитоидов продолжается далее с территории Арктической Аляски на о-ва Элсмир и Аксель Хейберг Канадской Арктики [51, 76, 83].

Хр. Брукс и п-ов Сьюард западной оконечности п-ова Аляска. Девонский магматизм кислого состава Аляски охватывает временной интервал 395–359 млн лет (U–Pb TIMS, [38, 44, 73, 82]). В хр. Брукс магматические породы этого возраста представлены ортогнейсами гранитного состава и метариолитами. Ортогнейсы образуют тела протяженностью от 1 до 20 км, локально наблюдаются следы первичных интрузивных контактов с вмещающими породами с наличием скарнов [81].

По данным [35, 64] девонские метагранитоиды образуют пояс протяженностью 900 км, интродуцируют протерозойские (?)–раннепалеозойские терригенные и карбонатные породы, метаморфизованные в зеленосланцевой-эпидот-амфиболитовой фации и содержат их ксенолиты. Одновозрастные метавулканы кислого состава протягиваются параллельно на расстоянии 250 км в 10–30 км к югу.

На п-ове Сьюард девонские гнейсовидные граниты в горах Дарби и Кивалик имеют возраст 390 ± 4 и 391 ± 3 млн лет соответственно [37, 38], ассоциирующие с гранитами вулканы кислого состава гор Кивалик имеют возраст 390 ± 6 млн лет [38].

Девонские магматиты не содержат унаследованных цирконов [38]. Исключение составляют только метавулканы кислого состава гор Кивалик п-ова Сьюард 402 ± 5 млн лет и района Амблер хр. Брукс, возраст которых составляет $376–405 \pm 3$ млн лет [38, 60, 81, 82]. Кроме того, для цирконов из ортогнейсов Игикпак хр. Брукс построена дискордия с нижним пересечением 1375 млн лет [82].

Гранито-купольные структуры п-ова Чукотка. Позднедевонские–раннекаменноугольные гранитоиды приурочены к центральным частям Куульской, Куэкувуньской и Кооленьской гранито-купольных структур Анюйско-Чукотской складчатой системы [4, 8, 39, 50, 67] (см. рис. 2).

Гранитоиды Киберовского массива в западной части Куульской структуры прорывают метатерригенные породы нижнего-среднего девона и терригенно-карбонатные породы верхнего девона. Нижне-среднекаменноугольные и пермо–триасовые комплексы со стратиграфическим несогласием и разрывом залегают на верхнедевонских комплексах: в основании наблюдается горизонт конгломератов, в том числе – с галькой гранитов, сопоставимых с гранитами Киберовского массива.

Киберовский массив сложен гранодиоритами, гранитами, в меньшей степени лейкогранитами, аляскитами, субщелочными гранитами. Гранитоиды из гальки конгломератов в основании нижнекаменноугольных отложений представлены гранодиоритами и гранитами.

В центре Куэкувуньской структуры выходят метаморфизованные карбонатно-терригенные по-

роды девона—среднего карбона, в юго-восточной части прорванные гранитоидным массивом. В обрамлении массива присутствуют маломощные (до нескольких десятков метров) тела гранитоидов, превращенных в очковые гнейсы.

Гранитоиды Киберовского и гранито-гнейсы Куэкувуньского массивов, а также гранитоиды из гальки конгломератов в основании каменноугольных отложений имеют раннекаменноугольный (351–359 млн лет) или позднедевонский (362 ± 4 , 364 ± 6 млн лет) (TIMS, SIMS, LA-ICP-MS, [20, 38, 58]).

В ядре Кооленского купола Восточной Чукотки среди высокометаморфизованных пород помимо неопротерозойских присутствуют ортогнейсы девонского возраста: 370 ± 1 и 375 ± 1 млн лет, U–Pb TIMS [68]. В работе [39] приведена U–Pb SIMS оценка возраста метаультрамафитовой породы из купола Коолень 385 ± 20 млн лет [31].

Среди высокометаморфизованных пород Велиткенайского купола также помимо неопротерозойских, присутствуют ортогнейсы девонского возраста – 363 ± 44 млн лет (U–Pb, SIMS, [38]). Цирконы из ортогнейсов имеют каймы с возрастом 101 млн лет.

Раннемеловые гранитоиды

Гранитоидные плутоны Аноийско-Чукотской складчатой системы интродуцируют складчатые осадочные комплексы девона—карбона, поздней перми—триаса, а также в разной степени деформированные отложения позднеюрско—раннемеловых бассейнов.

Алярмаутская гранито-купольная структура. Гранитоиды Алярмаутской структуры и ее обрамления прорывают метатерригенные породы и мраморизованные известняки верхнего девона — нижнего карбона и терригенные отложения триаса [25]. U–Pb SIMS возраст гранитоидов составляет 117–112 млн лет [13, 62]. Имеются унаследованные ядра цирконов с возрастом 717, 1070 и 1582 млн лет из вмещающих терригенных пород палеозойского возраста или из пород фундамента [13].

Кооленская и Куульская гранито-купольные структуры. Меловые гранитоиды данных структур являются более молодыми, чем гранитоиды Алярмаутской структуры. Так, в Кооленском куполе U–Pb возрасты гранитоидов составляют 108, 104 и 94 млн лет [39]. В Велиткенайском массиве в восточной части Куульской структуры, кварцевые монцодиориты и рассланцованные граниты краевых частей массива имеют U–Pb SIMS возраст 105 ± 1 млн лет, лейкограниты внутренних частей имеют возраст 102 ± 4 [29, 33, 50] и 101 млн лет [3].

Купола Киглуаик п-ова Сьюард на п-ове Аляска. К центральной части гранитно-метаморфическо-

го купола Киглуаик п-ова Сьюард Аляски приурочен меловой плутон Киглуаик, который занимает площадь ~ 100 км². Вмещающие плутон метаморфические породы содержат конкордантные тела ортогнейсов мелового возраста мощностью ~ 15 м. U–Pb SIMS возрасты плутона Киглуаик составляют 92 ± 2 млн лет, возрасты ортогнейсов составляют ~ 105 и 110 ± 5 млн лет [36].

По данным [36] корневая зона плутона состоит из диоритов, кварцевых монцодиоритов, тоналитов и гранодиоритов и биотитовых гранитов кровельной части. Дискордантные соотношения плутона с вмещающими породами и отсутствие сланцеватости в магматических породах свидетельствуют о его пост-тектонической позиции, однако отсутствие закалок и очень незначительный объем контактовых изменений позволяют предполагать, что он внедрялся непосредственно после пика метаморфизма вмещающих пород.

Тытельвеевская и Мангазейская наложенные впадины п-ова Чукотка. Гранитоиды аптского возраста описаны в Тытельвеевской и Мангазейской наложенных впадинах Чукотки, выполненных терригенными толщами в основании и вулканитами аптского и апт-альбского возраста мощностью до 2.5 и 2.3 км соответственно [19]. Для вулканитов Тытельвеевской впадины получены новые U–Pb SIMS цифры возраста 121 ± 3 и 118 ± 2 млн лет. Они характеризуются бимодальным распределением по кремнекислотности и представлены андезитами и трахиандезитами с подчиненным количеством дацитов, трахидацитов и риолитами. Вулканиты прорваны малыми интрузивными телами кварцевых диоритов и граносиенитами Илирнейского массива. Вулканиты Мангазейской впадины отличаются более основным составом и представлены базальтами и андезитами, которые прорываются небольшими телами, варьирующими по составу от габбро-диоритов до грано- и монцодиоритов [29]. Изохронный Rb–Sr возраст одного из таких интрузивов составляет 117 ± 12 млн лет [14].

Чаунская складчатая зона. Гранитоидные массивы Чаунской складчатой зоны представлены как батолитами площадью до 2000 км², так и более мелкими штокообразными массивами. Они интродуцируют складчатые осадочные комплексы девона—карбона, поздней перми—триаса и осадочные толщи синколлизионных позднеюрско-раннемеловых бассейнов. Вулканиты Охотско-Чукотского вулканического пояса налагают на частично эродированные плутоны Чаунской зоны, поэтому гранитоиды рассматривались как продукты магматизма, предшествующего началу активности пояса и относились к чукотскому (тауреранскому) раннемеловому комплексу [10, 22, 29].

Гранитоиды имеют секущие контакты с вмещающими породами, с ореолами роговиков и

контролируются структурами как северо-западного, так и северо-восточного направления [29]. Они представлены гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, кварцевыми монцодиоритами. U–Pb SIMS возраст большей части гранитоидов Чаунской зоны относится к интервалу 112–104 млн лет [3, 21, 29, 33, 63].

Апт–альбские гранитоиды также распространены и на территории Арктической Аляски в районе бассейна Юкон-Коюкук и террейна Руби [64, 65]. В пределах бассейна Юкон-Коюкук выделяется Западный пояс плутонов с возрастом 113–99 млн лет, террейна Руби – серия гранитных плутонов с возрастом 112–96 млн лет [64].

Плутоны Западного пояса представлены сиенитами, монцонитами, кварцевыми монцонитами и лейкогранитами, которые прорывают вулканы андезитового состава неокосского возраста. Биотитовые граниты террейна Руби прорывают как метаморфизованные в зеленосланцевой фации докембрийские и палеозойские терригенные и карбонатные породы террейна Руби, так и серию тектонических пластин, сложенных позднепалеозойскими–юрскими базит-ультрабазитовыми и вулканогенно-кремнистыми комплексами смежного террейна Ангаючам [65].

Помимо рассмотренных выше раннемеловых (апт-альбских) гранитоидов Западной Чукотки, на Восточной Чукотке установлены раннемеловые гранитоиды, формировавшиеся в надсубдукционных условиях до начала активности Охотско-Чукотского вулканического пояса [21, 76].

Гранитоиды изучены в районе бухт Провидения и Румилет Восточной Чукотки. Они прорывают метаморфические породы фундамента и девона–нижнего карбона и перекрываются апт-альбской этелькуюмской свитой, базальные горизонты которой содержат обломки этих гранитов. Гранитоиды имеют U–Pb SIMS возраст: 119–122 и 131–136 млн лет [21, 76].

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КИСЛОГО СОСТАВА

Неопротерозойские гранитоиды и вулканы кислого состава

Хребет Брукс. Ортогнейсы Эрни Лейк имеют гранитный состав [68]. Первичные отношения изотопов стронция в двух образцах этих ортогнейсов составляют 0.758 и 0.677; ϵNd – –6.8, –5.4; Nd модельный возраст – 1.63 и 1.51 млрд лет [38].

Метагранитоиды Хаб Маунтин преимущественно имеют содержания SiO_2 от 75.7 до 77.1% и относятся к нормально- и умеренно-щелочным лейкогранитам (рис. 4, а), метагабброиды имеют содержания SiO_2 от 48.3 до 50.5%. Ортогнейсы относятся преимущественно к железистым, извест-

ково-щелочным и перглиноземистым образованиям (см. рис. 3, б–г). Редкоэлементный состав гранитов позволяет относить их к внутриплитному типу или к гранитам А-типа (рис. 5а, б). Величины ϵNd ортогнейсов Хаб Маунтин находятся в интервале от –1.1 до –1.5, Nd модельный возраст составляет 1.46–1.49 млрд лет [38] (рис. 6).

Полуостров Сьюард. По химическому составу метавулканы гор Бенделбен относятся к риолитам (трахириолитам) [30] (см. рис. 4, а); по классификации [49] – к железистым образованиям по индексу железистости, известково-щелочным либо щелочно-известковистым по индексу MAI и перглиноземистым образованиям по индексу ASI [38] (см. рис. 4, б–г). На диаграмме Rb–Y + Nb [74] точка состава расположена на границе полей гранитов синколлизонных и вулканических дуг, а на диаграммах $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ [86] и $\text{Nb}/\text{Y} - \text{Y} + \text{Nb}$ [87] – в поле гранитов А-типа (см. рис. 5, а, б). Величина ϵNd в метавулканиках составляет +0.14 (см. рис. 6); Nd модельный возраст 1.38 млрд лет.

Ортогнейсы Кейп Ном имеют содержания SiO_2 от 73.8 до 75.6% и соответствуют нормально-щелочным гранитам и умеренно-щелочным лейкогранитам (см. рис. 4, а). Они являются магнезиальными, известково-щелочными, умеренно- и перглиноземистыми образованиями (см. рис. 4, б–г). Величина первичных отношений изотопов стронция для ортогнейсов 0.707, ϵNd от –4 до –2.5, Nd модельный возраст 1.47 млрд лет [37, 38] (см. рис. 6).

Ортогнейсы из р-на Салмон Лейк гор Киглуаик имеют содержания SiO_2 от 70.5 до 79.7% [48] и по химическому составу соответствуют гранодиоритам, нормально-щелочным гранитам и умеренно-щелочным лейкогранитам (см. рис. 4, а). Они являются как магнезиальными, так и железистыми, известково-щелочными, умеренно- и перглиноземистыми породами (см. рис. 4, б–г). Ортогнейсы имеют величины ϵNd – –2.7 и –4.0, Nd модельный возраст – 1.37 и 1.39 млрд лет соответственно [38] (см. рис. 4).

Ортогнейсы Томсон Крик имеют содержания SiO_2 от 56 до 76% и по химическому составу соответствуют широкому ряду пород от монцодиоритов до низкощелочных гранодиоритов, нормально- и умеренно-щелочных гранитов и умеренно-щелочных лейкогранитов (см. рис. 4, а). Они являются магнезиальными, известковыми, известково-щелочными, щелочно-известковыми и преимущественно метаглиноземистыми образованиями (см. рис. 4, б–г). Величина первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ варьирует от 0.705 до 0.712; ϵNd – от –2.73 до 1.43; Nd модельного возраста – от 0.95 до 1.36 млрд лет (один образец – 1.9 млрд лет [41] (см. рис. 6). Для габбро эти величины составляют 0.7057, +5.8 и 680 млн лет соответственно.

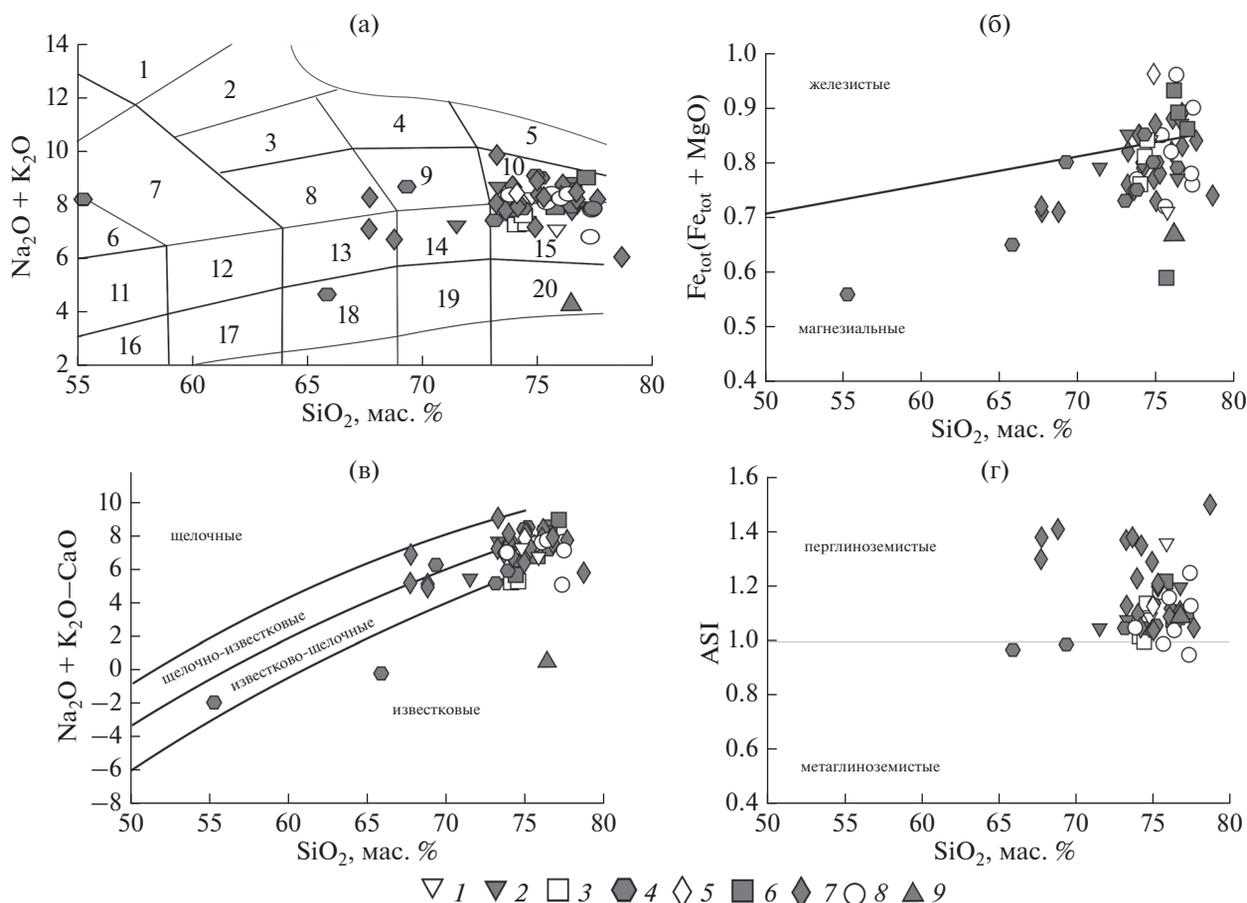


Рис. 4. Диаграммы TAS (а), по [30]; $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO) - SiO_2$ (б); $Na_2O + K_2O - CaO - SiO_2$ (в); $ASI - SiO_2$ для неопротерозойских гранитоидов (г), по [49].

На (а): поля составов: 1 – низкощелочные габбро, 2 – низкощелочные габбро-диориты, 3 – низкощелочные диориты, 4 – низкощелочные кварцевые диориты, 5 – низкощелочные гранодиориты, 6 – низкощелочные граниты, 7 – низкощелочные лейкограниты, 8 – габбро, 9 – габбро-диориты, 10 – диориты, 11 – кварцевые диориты, гранодиориты, 12 – гранодиориты, 13 – граниты, 14 – лейкограниты, 15 – монцогаббро, 16 – монцогаббро-диориты, 17 – монцодиориты, 18 – монциты, 19 – граносиениты, 20 – умеренно-щелочные граниты, 21 – умеренно-щелочные лейкограниты, 22 – сиениты, 23 – щелочные граниты, 24 – щелочные лейкограниты, 25 – щелочные сиениты, 26 – фойдитовые сиениты.

1–4 – ортогнейсы п-ова Сьюард, Аляска [38, 48]: 1 – Кейп Ном, 2 – Салмон Лейк, 3 – гор Кивалик, 4 – Томсон Крик; 5 – метавулканы кислого состава гор Бенделевен, п-ов Сьюард; 6 – ортогнейсы Хаб Маунтин, хр. Брукс, Аляска; 7 – метакристаллы врангелевского комплекса о-ва Врангеля; 8 – метариолиты врангелевского комплекса о-ва Врангеля; 9 – ортогнейсы купола Коолень, Восточная Чукотка [38]

Купол Коолень полуострова Чукотка. Ортогнейсы купола Коолень по химическому составу соответствуют низкощелочному лейкограниту (см. рис. 4, а) и относятся к магнезиальным, известковым и умеренно-глиноземистым гранитоидам (см. рис. 4, б–г).

Остров Врангеля. Гранитоиды имеют содержания SiO_2 от 66 до 77% и по химическому составу соответствуют граносиенитам, гранодиоритам, нормально-и умеренно-щелочным лейкогранитам (см. рис. 4, а). Они являются магнезиальными, известково-щелочными и щелочно-известковыми, перглиноземистыми образованиями (см. рис. 4, б–г). Для гранитоидов характерны от-

рицательные величины $\epsilon Nd(T)$ в интервале от -2.97 до -4.46 (см. рис. 6) и мезо-палеопротерозойские модельные возрасты (1.56–1.99).

Вулканы кислого состава имеют содержания SiO_2 от 73 до 77% и по химическому составу соответствуют риолитам (см. рис. 4, а). По редкоэлементному составу они соответствуют гранитам А-типа или внутриплитным (см. рис. 5). Вулканы имеют умеренные положительные величины $\epsilon Nd(T)$ ($+1.21$; $+1.1$) (см. рис. 6) и мезопротерозойские модельные возрасты (1.12, 1.23 млрд лет). Вулканы основного состава соответствуют базальтам и андезибазальтам. По геохимическим характеристикам они сходны с

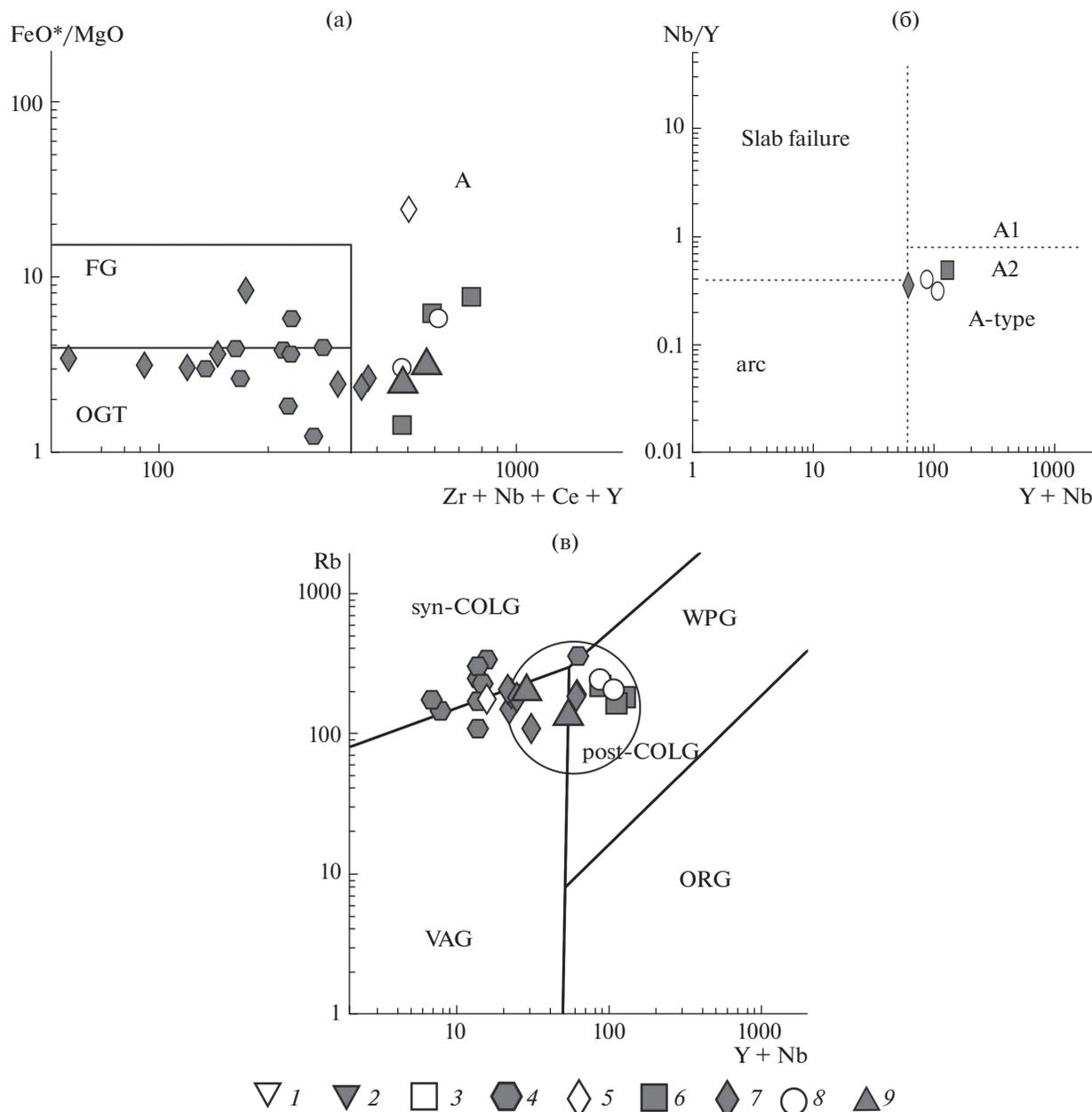


Рис. 5. Диаграммы для неопротерозойских гранитоидов: FeO^*/MgO – $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$, по [86] (а); Rb – $\text{Y} + \text{Nb}$, по [74] (б); Nb/Y – $\text{Y} + \text{Nb}$, по [87] (в).

(а) – граниты: OGT – нефракционированные М-, I- и S-типов, FG – фракционированные, А – А-типа; (б) – граниты: slab failure – происхождение связано с моментом отрыва части океанической плиты после аккреции энзиматических дуг к континентальной окраине, по [87], arc – островодужные, А-type – А-типа; (в) – граниты: syn-COLG – синколлизийные, VAG – вулканических дуг, WPG – внутриплитных, ORG – океанических хребтов, post-COLG – постколлизийные.

1–4 – ортогнейсы п-ова Сьюард, Аляска [38, 48]: 1 – Кейп Ном, 2 – Салмон Лейк, 3 – гор Кивалик, 4 – Томсон Крик; 5 – метавулканиты кислого состава гор Бенделлебен, п-ов Сьюард; 6 – ортогнейсы Хаб Маунтин, хр. Брукс, Аляска; 7 – метагранитоиды врангелевского комплекса о-ва Врангеля; 8 – метариолиты врангелевского комплекса о-ва Врангеля; 9 – ортогнейсы купола Коолень, Восточная Чукотка, по [38]

базальтами траппов Норильской мульды. Высокие значения Gd/Yb в базальтах отражает происхождение пород из глубинных мантийных источников, а низкие концентрации Nb и Ta, высокие значения La/Sm отношения указывают на коровую контаминацию [24].

Чукотский бордерленд. Ортогнейсы имеют содержания SiO_2 65–67%, Na_2O 3.4–3.8%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.0$ –1.4 и по химическому составу соответствуют монцогранитам и гранодиоритам [40]. Спайдерграммы ортогнейсов характеризуются обогащением крупноионными литофильными (КИЛ)

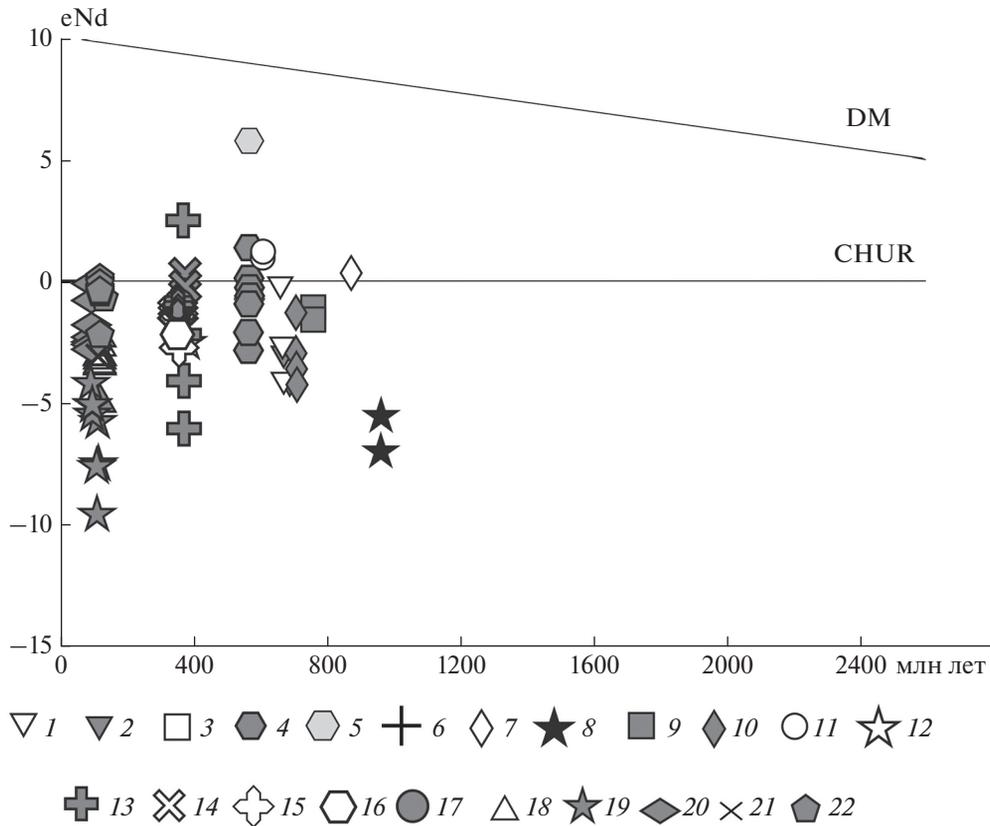


Рис. 6. Диаграмма ϵNd –возраст (млн лет) для валовых составов неопротерозойских, девонско–раннекаменноугольных и раннемеловых гранитоидов Восточной Арктики. Обозначено: DM – деплетированная мантия, CHUR – однородный хондритовый резервуар. *Неопротерозойские ортогнейсы и метавулканыты:* 1–4 – ортогнейсы п-ова Сьюард, Аляска, по [38]: 1 – Кейп Ном, 2 – Салмон Лейк, 3 – гор Кивалик, 4 – Томсон Крик; 5 – габбро Томсон Крик; 6 – гор Киглуаик; 7 – метавулканыты кислого состава гор Бенделлебен (п-ов Сьюард); 8 – ортогнейсы Эрни Лейк (хр. Брукс, Аляска); 9 – ортогнейсы Хаб Маунтин (хр. Брук, Аляска); 10 – метагранитоиды врангелевского комплекса о-ва Врангеля; 11 – метариолиты врангелевского комплекса о-ва Врангеля; 12 – ортогнейсы Чукотского бордерленда, по [40]; *Девонско–раннекаменноугольные ортогнейсы и гранитоиды:* 13 – ортогнейсы хр. Брукс, по [68]; 14 – купол Коолень (п-ов Чукотка), по [38]; 15 – гранитоиды Киберовского массива, Куульское поднятие (п-ов Чукотка); 16 – галька гранитов в основании раннекаменноугольных отложений, мыс Кибера (Куульское поднятие, п-ов Чукотка); 17 – ортогнейсы Куэквуньского поднятия (п-ов Чукотка); *Раннемеловые гранитоиды:* 18 – Алярмаутского поднятия (п-ов Чукотка); 19 – Чаунской складчатой зоны, по [29]; 20 – купола Киглаик (п-ов Сьюард, по [38]); 21 – о-ва Св. Лаврентия; 22 – плутона Ткачен (Восточная Чукотка, по [21, 76])

элементами относительно высокозарядных (ВЗЭ), отрицательными Nb, Ta, Ti аномалиями, что отвечает надсубдукционным характеристикам. Величина ϵNd в ортогнейсах составляет -4.8 , а первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ равны 0.707 .

Девонские-раннекаменноугольные гранитоиды и вулканыты кислого состава

Хребет Брукс и п-ов Сьюард п-ова Аляска. Девонские метагранитоиды хр. Брукс имеют содержания SiO_2 от 69 до 78% и по химическому составу относятся к нормально- и умеренно-щелочным лейкогранитам (рис. 7, а). По классификации [49] они являются железистыми, известково-щелочными, мета- и умеренно-глиноземистыми обра-

зованиями (рис. 6, б–г). Величина ϵNd в ортогнейсах составляет [68] (см. рис. 6) от -6.5 до 2.4 , а модельные возрасты 0.8 – 1.6 млрд лет. Для метагранитоидов характерны высокие первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.714 \pm 0.003$ [68].

Метавулканыты района Амблер представлены субщелочными метаандезитами, метариолитами с высокими концентрациями тяжелых РЗЭ и метабазальтами с низкими концентрациями РЗЭ и ВЗЭ элементов [79]. Величина ϵNd метавулкани-та кислого состава равна 0.6 , модельный возраст составляет 1.0 млрд лет [68].

Гранито-купольные структуры п-ова Чукотка. Гранитоиды Киберовского и гранито-гнейсы Куэквуньского массива Куульской и Куэквуньской структур характеризуются содержаниями SiO_2

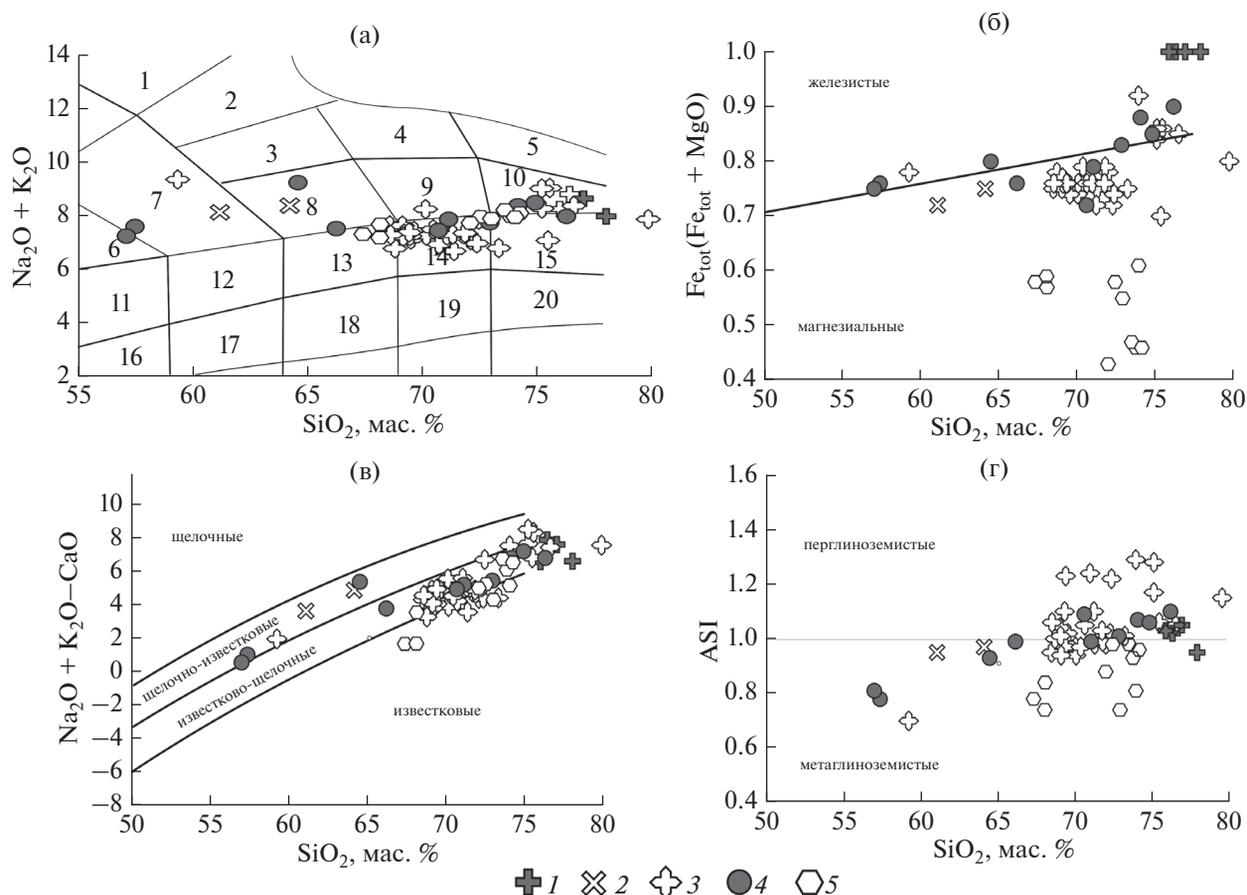


Рис. 7. Диаграммы для девонско-раннекаменноугольных гранитоидов: TAS (а); $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO)$ – SiO_2 (б); $Na_2O + K_2O - CaO - SiO_2$ (в); ASI– SiO_2 (г).

1–2 – ортогнейсы: 1 – хр. Брукс, по [68], 2 – купола Коолень (п-ов Чукотка, по [67]); 3 – гранитоиды Киберовского массива (Куульское поднятие, п-ов Чукотка); 4 – галька гранитов в основании раннекаменноугольных отложений (мыс Кибера, Куульское поднятие, п-ов Чукотка); 5 – ортогнейсы Куэвуньского поднятия (п-ов Чукотка)

67–79, 56–76 мас. % соответственно (см. рис. 7, а). Породы Киберовского массива относятся преимущественно к магнезиальным, известково-щелочным, мета- и перглиноземистым образованиям (см. рис. 7, б–г). В составе гранито-гнейсов Куэвуньского массива выделяются как магнезиальные, так и железистые разновидности, они являются щелочно-известковистыми и известково-щелочными, мета- и умеренно-глиноземистыми образованиями (см. рис. 7, б–г). Гранитоиды из гальки являются магнезиальными, известковыми и известково-щелочными, металиноземистыми образованиями (см. рис. 7, б–г). По редко-элементному составу гранитоиды Киберовского массива и гранитоиды из гальки близки к гранитам I-типа, а гранито-гнейсы Куэвуньского массива – к гранитам I- и A-типов (рис. 8, а, б).

Гранитоиды и гранито-гнейсы имеют узкий интервал величин ϵNd от -0.95 до -2.83 (см. рис. 6). Nd модельные, одностадийные и двустадийные, возрасты гранитоидов, гранито-гнейсов и грани-

тов из гальки достаточно близки и соответствуют интервалам 1034–1148 и 1203–1300 млн лет, что отвечает мезопротерозою. Гранитоиды Киберовского массива и гранито-гнейсы Куэвуньского массива имеют сравнительно высокие величины начального отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в интервале от 0.705889 до 0.707845.

Величины ϵHf в цирконах из гранитов Киберовского массива варьируют от $+16.7$ до -5.2 , в цирконах из гранитов гальки – от $+16.7$ до $+6.5$. Hf модельные одностадийные возрасты (T_{DM}) для цирконов из гранитов Киберовского массива и гальки обнаруживают практически одинаковый разброс, совпадающий с возрастом гранитов – от 300 до 740 и до 720 млн лет, соответственно. Максимальные двустадийные модельные возрасты (T_{DMC}) различаются – 1.57 и 0.88 млрд лет соответственно.

Девонские ортогнейсы купола Коолень характеризуются содержаниями SiO_2 60.37; 64.02 мас. %, по химическому составу соответствуют монциони-

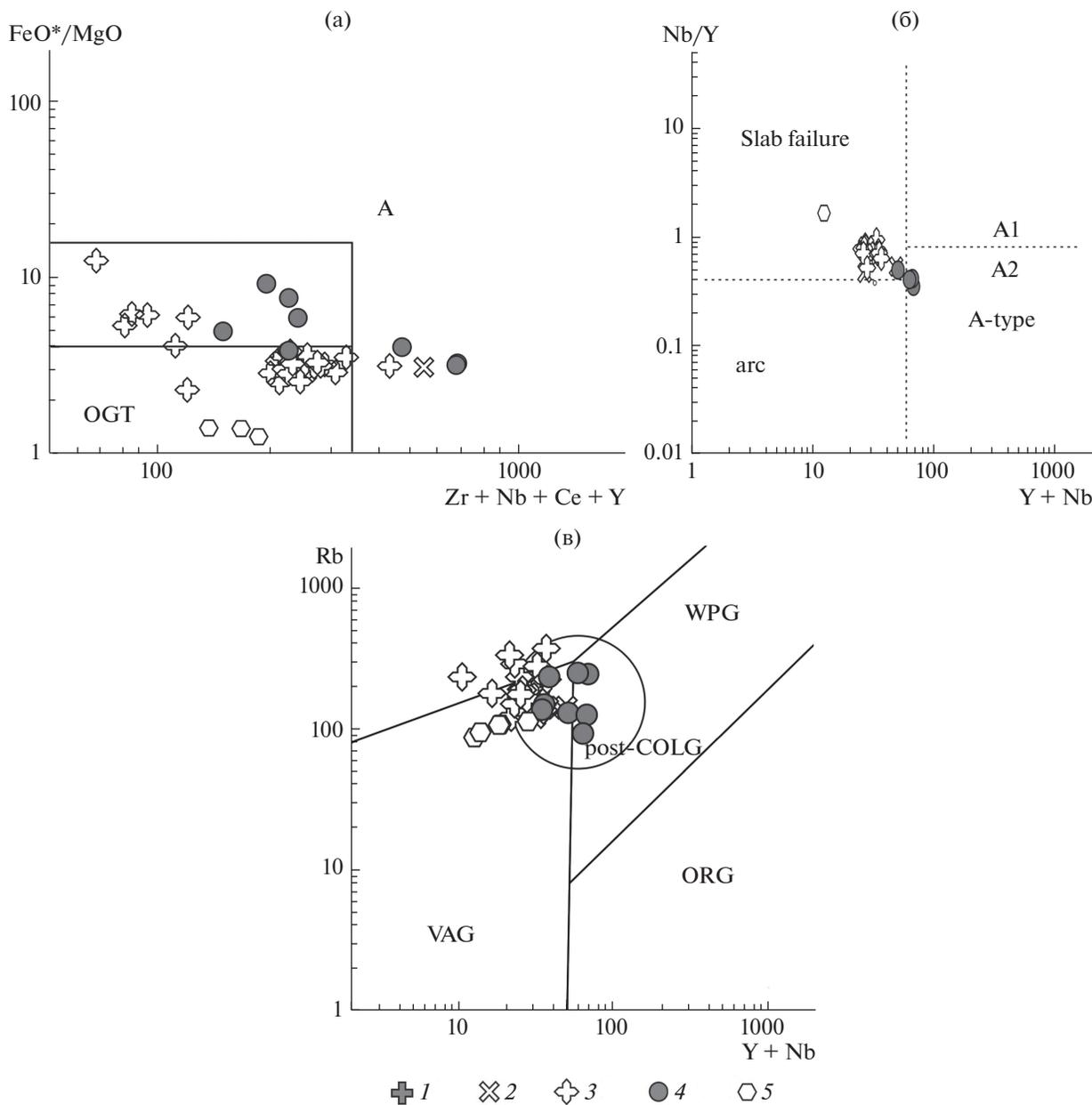


Рис. 8. Диаграммы для девонско-раннекаменноугольных гранитоидов: FeO*/MgO–Zr + Nb + Ce + Y (а), Rb–Y + Nb (б); Nb/Y–Y + Nb (в); Rb–Y + Nb (г).

1–2 – ортогнейсы: 1 – хр. Брукс, по [68], 2 – купола Коолень (п-ов Чукотка, по [67]); 3 – гранитоиды Киберовского массива (Куульское поднятие, п-ов Чукотка); 4 – галька гранитов в основании раннекаменноугольных отложений (мыс Кибера, Куульское поднятие, п-ов Чукотка); 5 – ортогнейсы Куэвкуньского поднятия (п-ов Чукотка)

ту и граносиениту (см. рис. 7, а). Они являются магнизиальными, щелочно-известковыми и метаглиноземистыми образованиями (см. рис. 7, б–г), по редкоэлементному составу соответствуют гранитам А-типа или постколлизийным гранитам [74] (см. рис. 8, а, в). Величины начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для обоих образцов ортогнейсов составляют 0.706, величины ϵNd составляют 0.2 и –0.3 [68] (рис. 6).

Раннемеловые гранитоиды

Алярмаутская гранито-купольная структура. Гранитоиды характеризуются содержаниями SiO_2 59–71 мас. % и по химическому составу соответствуют низкощелочным диоритам, монцонитам, кварцевым диоритам, гранодиоритам, гранитам, умеренно-щелочным гранитам и умеренно-щелочным лейогранитам (см. рис. 9, а). Они относятся

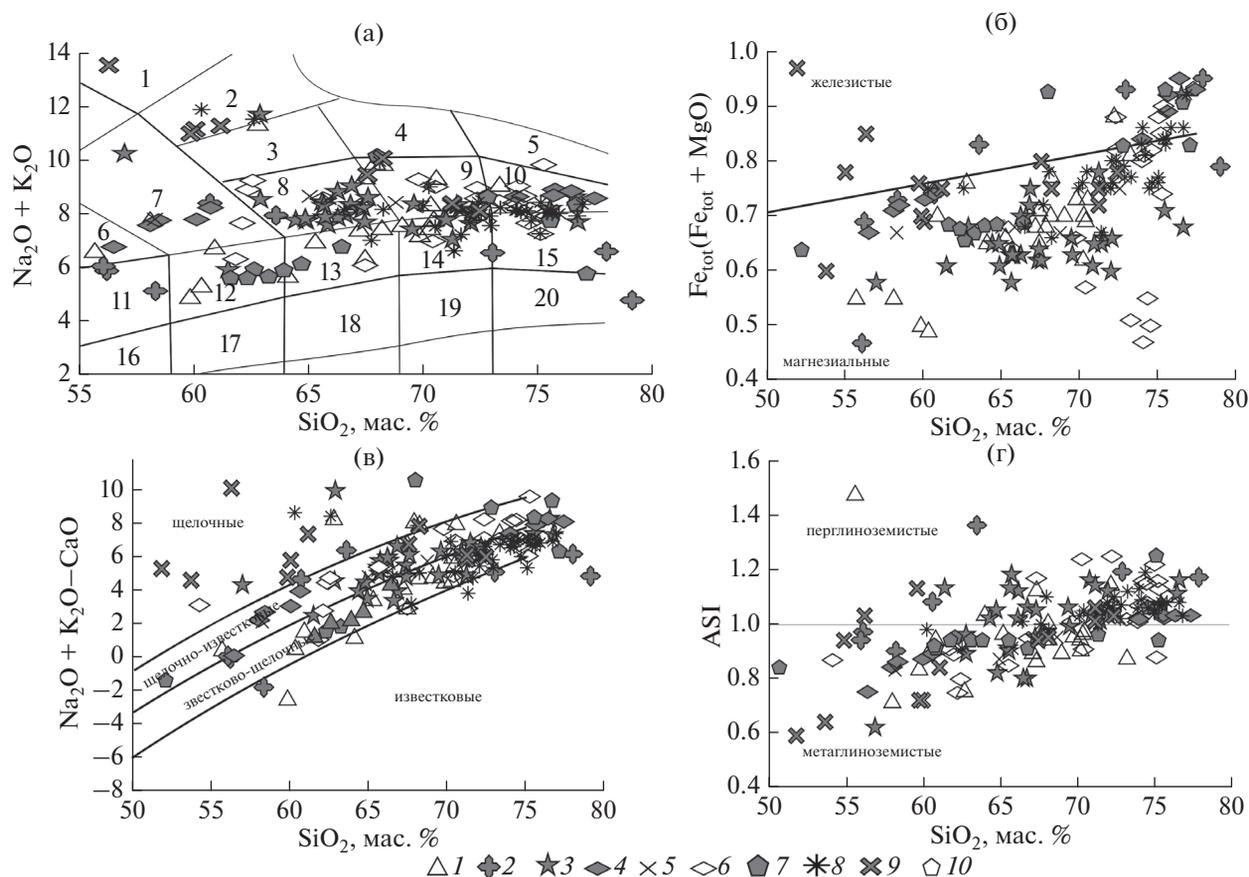


Рис. 9. Диаграммы для раннемеловых гранитоидов: TAS (а); $Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO) - SiO_2$ (б); $Na_2O + K_2O - CaO - SiO_2$ (в); $ASI - SiO_2$ (г).

1–9 – гранитоиды: 1 – Алярмаутского поднятия (п-ов Чукотка), 2 – Тытельвеемской впадины (п-ов Чукотка, по [29]); 3 – Чаунской складчатой зоны (по [29]), 4 – купола Киглаик (п-ов Сьюард), 5 – о-ва Св. Лаврентия (по [36]), 6 – Велиткенайского массива велиткенайской гранито-купольной структуры (по [6, 7]), 7 – плутона Ткачен (Восточная Чукотка, по [21, 76]), 8 – террейна Руби (Аляска, по [64]), 9 – бассейна Юкон-Коюкук (Аляска, по [64]); 10 – вулканиты Тытельвеемской впадины (по [29])

к магнезиальным, известково-щелочным и щелочно-известковым, металиноземистым, частично умеренно-глиноземистым, образованиям (см. рис. 9, б–г). По редкоэлементному составу гранитоиды соответствуют как нефракционированным гранитам I- и S-типа, так и гранитам А-типа или постколлизийным гранитам (рис. 10, а, в).

Гранитоиды имеют величины ϵNd от -2.32 до -3.39 (см. рис. 5), высокие величины первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0.708563 до 0.711779 и Nd модельные одностадийные возрасты в интервале 1013–2140 млн лет, что отвечает мезо-палеопротерозою.

Куульская гранито-купольная структура. Для гранитоидов Велиткенайского массива восточной части структуры характерны содержания SiO_2 60–75% [3, 7], по химическому составу они соответствуют монцонитам, кварцевым диоритам, граносиентитам, гранодиоритам, гранитам, уме-

ренно-щелочным гранитам, лейкогранитам, умеренно-щелочным лейкогранитам (см. рис. 9, а) и являются как магнезиальными, так и железистыми, известково-щелочными и щелочно-известковыми, мета- и перглиноземистыми образованиями (см. рис. 9, б–г). Гранитоиды имеют относительно высокие изотопные отношения Sr и Nd, характерные для коровых магм с высокой долей ассимиляции и Nd модельные возрасты от 1.8 до 1.0 млрд лет [3].

Купол Киглауик п-ова Сьюард на п-ове Аляска. Для пород корневой зоны плутона Киглауик характерны содержания SiO_2 в интервале 52–60%, пород кровельной части – 73–77%, ортогнейсов – 58% и 75%. По химическому составу породы плутона Киглауик относятся к монцодиоритам, монцонитам, умеренно-щелочным лейкогранитам (см. рис. 9, а). Породы плутона Киглауик являются как магнезиальными (корневая зона), так и железистыми (кровельная зона), известково-

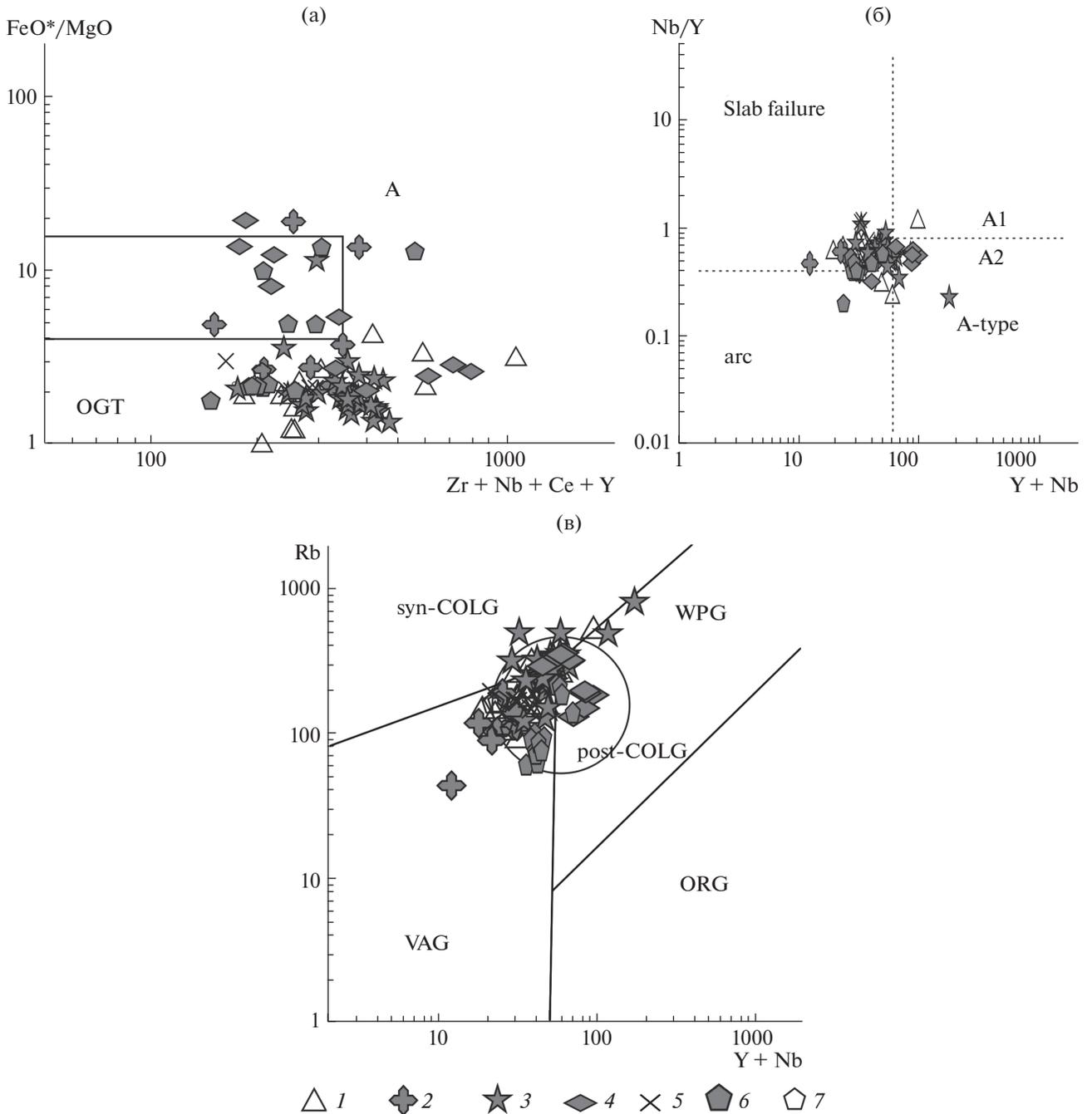


Рис. 10. Диаграммы для раннемеловых гранитоидов: FeO*/MgO–Zr + Nb + Ce + Y (а); Rb–Y + Nb (б); Nb/Y–Y + Nb (в), Rb–Y + Nb (г).

1–6 – гранитоиды: 1 – Алямаутского поднятия (п-ов Чукотка), 2 – Тытельвеемской впадины (Чукотка, по [29]); 3 – Чанунской складчатой зоны (по [29]), 4 – купола Киглаик (п-ов Сьюард), 5 – о-ва Св. Лаврентия (по [36]), 6 – плутона Ткачен (Восточная Чукотка, по [21, 76]); 7 – вулканиты Тытельвеемской впадины (по [29])

щелочными и щелочно-известковистыми, мета- (корневая зона) и перглиноземистыми (кровельная зона) образованиями (см. рис. 9, б–г). Редкоэлементный состав пород плутона Киглауик сходен как с фракционированными гранитами I- и S-ти-

пов, так и с гранитами А-типа или постколлизийными гранитами (см. рис. 10).

Величины ϵNd и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в породах корневой и кровельной части плутона Киглауик составляют

от 0 до -2.5 ; $0.706-0.708$ и от -2.8 до -1.8 ; $0.707-0.708$ соответственно [36]. Ортогнейсы и метаосадочные породы имеют широкий интервал отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от 0.713 до более 0.800 и более низкие величины ϵNd от -4 до -7 [36].

Тытльвеемская и Мангазейская наложенные впадины п-ова Чукотка. По данным [29] кварцевые диориты малых интрузивных тел Тытльвеемской впадины по составу идентичны андезитам той же структуры, а граносиениты Илirianейского массива, напротив, не имеют ясно выраженных изверженных аналогов. Специфическими особенностями граносиенитов Илirianейского массива являются повышенные общая щелочность (при умеренном калий-натровом отношении) и содержания Al_2O_3 при пониженных Fe_2O_3 и MgO . Кварцевые диориты малых интрузивных тел сходны с андезитами по содержаниям элементов-примесей. Граносиениты Илirianейского массива по геохимическим характеристикам ближе к риолитам Тытльвеемской структуры. Они отличаются повышенными концентрациями всех несовместимых литофильных элементов, а также сравнительно слабо выраженными минимумами содержания Eu и Ba [29].

Гранитоиды Тытльвеемской впадины характеризуются содержаниями SiO_2 $55-77$ мас. %, по химическому составу соответствуют монцодиоритам, монцонитам, граносиенитам, лейкогранитам и низкощелочным лейкогранитам (см. рис. 9, а). Гранитоиды относятся к магнезиальным и железистым, известковым, известково-щелочным и щелочно-известковым, мета- и перглиноземистым образованиям см. (см. рис. 9, б–г). По редкоэлементному составу гранитоиды соответствуют гранитам I- и S-типа или гранитам вулканических дуг (см. рис. 10, а, в).

Чаунская складчатая зона. По данным [29] гранитоиды Чаунской зоны по содержаниям петрогенных элементов близки к вулканитам Центрально-Чукотского и Анадырского сегментов Охотско-Чукотского вулканического пояса. Отмечается геохимическое сходство гранитоидов и вулканитов шошонит-латитового ряда этчикуньской свиты, предшествующей формированию Охотско-Чукотского вулканического пояса [29, 59].

Гранитоиды Чаунской зоны по данным авторов статьи характеризуются содержаниями SiO_2 $60-76$ мас. %, по химическому составу соответствуют граносиенитам, гранитам, умеренно-щелочным гранитам, реже – кварцевым диоритам, монцонитам, лейкогранитам (см. рис. 9, а). Они относятся к магнезиальным, известково-щелочным и щелочно-известковым, редко щелочным, мета- и перглиноземистым образованиям (см. рис. 9, б–г). По редкоэлементному составу гранитоиды соответствуют гранитам I- и S-типа и гранитам A-типа (см. рис. 10А). На диаграмме

$\text{Rb}-\text{Y} + \text{Nb}$ точки составов гранитоидов сосредоточены в области постколлизийных гранитов (см. рис. 10, в). Величина ϵNd в гранитоидах из различных массивов Чаунской зоны составляет от -5.1 до -9.57 (см. рис. 6), Nd одностадийный модельный возраст – от 1217 до 1801 млн лет, двухстадийный – от 1258 до 1717 млн лет.

Бассейн Юкон-Коюкук и террейн Руби п-ова Аляска. По химическому составу гранитоиды Западного пояса бассейна Юкон-Коюкук являются преимущественно железистыми и щелочными образованиями, что сближает их с гранитами A-типа; террейна Руби – высококремнеземистыми, как магнезиальными, так и железистыми, известково-щелочными и щелочно-известковыми, перглиноземистыми образованиями, отвечающими гранитам S-типа (см. рис. 9).

Восточная Чукотка. Гранитоиды в районе бухт Провидения и Румилет характеризуются содержаниями SiO_2 $62-75$ мас. %, по химическому составу соответствуют кварцевым диоритам, гранодиоритам, гранитам, лейкогранитам (см. рис. 9, а). Они относятся преимущественно к магнезиальным, известковым, известково-щелочным и щелочно-известковым, метаглиноземистым образованиям (см. рис. 9, б–г). По редкоэлементному составу гранитоиды соответствуют гранитам I- и S-типа и гранитам вулканических дуг (см. рис. 10, а, в).

Величина ϵNd в гранитоидах составляет от -2.2 до 0.11 (см. рис. 6), одностадийный ($t_{\text{DM}1}$) модельный возраст составляет 779 , 1071 , двухстадийный ($t_{\text{DM}2}$) составляет 935 , 1117 млн лет. Величины начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ находятся в интервале от $0.70561-0.70758$.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

На основании рассмотренного материала по гранитоидному магматизму Восточной Арктики можно выделить три основных этапа его проявления и формирования континентальной коры данного региона – неопротерозойский, девонско-раннекаменноугольный и раннемеловой.

Неопротерозойский этап

В неопротерозойское время наиболее массовое внедрение гранитоидов происходило в интервале от 750 до 550 млн лет – Велиткенаяская, Кооленская гранито-купольные структуры, купол Киглуаик, тектонические пластины хр. Брукс, врангелевский комплекс о-ва Врангеля, Чукотский бордерленд, – хотя фиксируется и более древний эпизод гранитного магматизма (см. рис. 3).

Возраст пород, в которые внедрялись неопротерозойские гранитоиды, преобразованные в ор-

тогнейсы, точно неизвестен. В куполе Бенделобен п-ова Сьюард ортогнейсы с возрастом 865 млн лет [37, 38], развитые по вулканитам кислого состава, могут быть отнесены к вмещающим отложениям для более молодых гранитоидов с возрастом 663–687 млн лет [38]. В хребте Брукс ортогнейсы по гранитоидам образуют тектонические пластины среди палеозойских пород, поэтому прямые данные о возрасте вмещающих отложений отсутствуют. Врангелевский комплекс о-ва Врангеля, который вмещает тела неопротерозойских гранитоидов (620–720, 763, 673, 620 млн лет), датируется мезо-неопротерозоем (средним-поздним рифеем) [11, 12]. Возраст метавулканитов кислого и основного состава врангелевского комплекса составляет 590–600 и 702 млн лет [26, 50], т.е. часть из них синхронны гранитоидам, а часть относится к более молодым образованиям.

Дополнительную информацию о возрасте более древних коровых пород, в которые внедрялись неопротерозойские гранитоиды, несут данные о возрасте унаследованных цирконов и модельных неодимовых возрастах гранитоидов.

Наиболее древние архейские унаследованные цирконы зафиксированы для ортогнейсов Эрни Лейк хребта Брукс (2714 млн лет), гранитоидов врангелевского комплекса о-ва Врангеля (2600 млн лет) и архейские цирконы содержатся в ксенолитах песчаников о-ва Жохова архипелага Де Лонга (2650, 2900 млн лет). Архейский возраст цирконов в гранитоидах, с одной стороны, может свидетельствовать о наличии архейской коры в фундаменте микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка, с другой стороны, о наличии архейских пород в источнике сноса метаосадочных пород, которые могли прорывать гранитоиды [38].

Мезопротерозойские и в меньшей степени палеопротерозойские возрасты унаследованных цирконов установлены для метавулканитов Бенделобен, гранитоидов врангелевского комплекса, ортогнейсов купола Коолень Восточной Чукотки, гранито-гнейсов о-ва Жохова и ортогнейсов Чукотского бордерленда. Цирконы этого же возраста присутствуют в песчаниках о-ва Жохова. По мнению [34] фундамент микроплиты под архипелагом Де Лонга состоит из неопротерозойских плагиогранито-гнейсов, на которых залегают фанерозойский осадочный чехол. Цирконы из этих гранито-гнейсов имеют близкие к мантийным метки δO^{18} (среднее $3.3 \pm 0.5\%$) и мантийные величины ϵHf (+9.9...+12.6), что свидетельствует о добавке ювенильной коры в неопротерозойское время. Совокупность изотопно-геохронологических данных, изложенных в [33, 38] указывает на мезо-неопротерозойский возраст протолита фундамента микроплиты [1].

В работе [17] сделан вывод о докембрийском фундаменте либо самостоятельного Новосибир-

ского террейна, включающего о-ва Де Лонга, либо единого Чукотско-Аляскинского террейна. Об этом свидетельствуют как геологические данные о пологозалегающих кембрийских, ордовикских отложениях пассивной континентальной окраины о. Беннетта, так и геохронологические данные по о-вам Жохова и Генриетта.

Модельные Nd возрасты неопротерозойских гранитоидов хр. Брукс и п-ова Сьюард концентрируются в интервале 1400–1600 млн лет, гранитоидов о-ва Врангеля – 1560–1990 млн лет. Для пород, вмещающих гранитоиды, есть данные о мезопротерозойском модельном возрасте для метавулканитов Бенделобен п-ова Сьюард 1265 млн лет, метавулканитов о-ва Врангеля 1120, 1230 млн лет и парагнейсов купола Коолень Чукотки 1400–1600 млн лет. Все это предполагает, что породы мезопротерозойского возраста присутствовали в фундаменте микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка и могли быть источником гранитоидных магм.

По данным [50] корреляция спектра унаследованных цирконов в гранодиорите с возрастом 703 ± 5 млн лет о-ва Врангеля с таковыми детритовых цирконов из других районов микроплиты – п-ова Сьюард и хр. Брукс свидетельствует о том, что фундамент микроплиты содержит регионально коррелируемые стратиграфические последовательности с возрастными древнее 700 млн лет.

По химическому составу большая часть неопротерозойских (978, 660–740 млн лет) ортогнейсов хр. Брукс и п-ова Сьюард Аляски представлена в основном высококремнеземистыми разностями, они относятся к железистым, известково-щелочным либо щелочно-известковистым и перглиноземистым образованиям (см. рис. 4), имеют отрицательные величины ϵNd в интервале от –1.1 до –6.8 и высокие величины первичных отношений изотопов стронция. Все это сближает их с гранитами S-типа и предполагает, что они сформировались при частичном плавлении более древней континентальной коры.

Метариолиты Бенделобен п-ова Сьюард (865 млн лет) по петрохимическим характеристикам сопоставляются с гранитами S-типа, однако небольшие положительные величины ϵNd свидетельствуют о добавке мантийного компонента в источнике.

Ортогнейсы Томсон Крик п-ова Сьюард (550–565 млн лет) включают более широкий спектр пород по кремнеземистости, они являются магнезиальными и метаглиноземистыми образованиями и для них характерны широкие вариации величин первичных отношений изотопов стронция и ϵNd . Они имеют большее сходство с гранитами I-типа и вероятно смешанный характер протолита.

По мнению [38] наиболее древние ортогнейсы Эрни Лейк, Хаб Маунтин хр. Брукс и вулканиты

Бенделобен п-ова Сьюард, скорее всего, образовались в результате частичного плавления более древней мафической или среднего состава коры. Авторы [68] считают, что более древняя протерозойская континентальная кора была существенным компонентом протолита неопротерозойских ортогнейсов хр. Брукс, но мантийный компонент в источнике также присутствовал. На современном эрозионном срезе последний представлен гранатовыми амфиболитами, которые переслаиваются с метаосадочными породами.

Петро-геохимические характеристики гранитоидов врангелевского комплекса о-ва Врангеля (680–720 млн лет) позволяют сопоставлять их с дифференцированными перглиноземистыми гранитами I-типа. Метавулканы кислого состава врангелевского комплекса по петрохимическим параметрам соответствуют риолитам, а геохимически сходны с гранитами A₂-типа. Отрицательные величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ указывают на разную степень участия в петрогенезисе гранитоидов материала более древней континентальной коры, а умеренные положительные величины $\epsilon\text{Nd}(T)$ для вулканитов кислого состава позволяют предполагать гетерогенный источник магм, включающий коровый и мантийный компоненты.

Геодинамическая обстановка формирования неопротерозойских гранитоидов не всегда очевидна, так же, как возраст и стиль деформаций, предшествующих или сопровождающих становление интрузий, поскольку они повсеместно на территории микроплиты затушеваны позднеюрско-раннемеловыми деформационными структурами. За пределами рассматриваемого региона гранитоидный магматизм интервала 660–570 млн лет можно коррелировать с событиями протуральско-тиманской орогении [1, 57, 63]. Отсюда может следовать вывод о продолжении тиманид (байкалид) в пределы микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка Восточной Арктики.

Дж. Амато с соавт. [38] предполагают, что вулканизм кислого состава 865 млн лет гор Бенделобен п-ова Сьюард имеет островодужную природу, но не исключают и его рифтогенное происхождение, т.к. время 870 млн лет — это время широко-распространенного рифтогенного магматизма, ассоциирующего с распадом Родинии [72].

Для гранитоидного магматизма 680 млн лет п-ова Сьюард предполагается островодужная обстановка формирования [37, 38] в единой надсубдукционной системе с Авалонско-Кадомскими дугами на периферии Гондваны. Ассоциация гранитоидов о-ва Врангеля близкого возрастного интервала 720–680 млн лет с метатерригенными и метавулканическими породами кислого, среднего и основного состава [16], а также петрогеохимические данные по гранитоидам позволяют

предполагать окраинно-континентальную обстановку их формирования.

Островодужный характер неопротерозойского магматизма в разные интервалы времени (970, 710–650 и 620–580 млн лет) предполагается и в работе [50]. Данные изотопии кислорода и гафния в цирконах из пород велиткенайского комплекса одноименной структуры, ортогнейсов купола Коолень Чукотки и гранодиорита из врангелевского комплекса о-ва Врангеля указывают на увеличение мантийного компонента в источнике магм от 710 до 580 млн лет [50].

Для интервала 600–590 млн лет на о-ве Врангеля предполагается рифтогенная обстановка формирования метавулканических пород кислого и основного состава врангелевского комплекса. Пространственная ассоциация вулканитов кислого состава, имеющих геохимические черты гранитов А-типа, с умеренно обогащенными базальтами может указывать на существование бимодальной рифтогенной ассоциации, образующейся в процессе растяжения. Сходная обстановка рифтинга была предложена для формирования протолита ортогнейсов Томсон Крик (565 млн лет) и габброидов гор Йорк (540 млн лет) п-ова Сьюард Аляски [37, 38, 50].

Возраст ортогнейсов 430 ± 4 и 432 ± 4 млн лет, поднятых с Чукотского плато, может указывать на следы каледонских событий.

Девонско-раннекаменноугольный этап

Девонско-раннекаменноугольный этап гранитоидного магматизма достаточно широко проявлен в пределах микроплиты, а именно — в хребте Брукс и п-ове Сьюард Аляски, также Велиткенайской, Кооленьской и Куэквуньской гранитокупольных структурах Чукотки, и охватывает временной интервал 395–353 млн лет (см. рис. 3) [20, 37, 38, 58].

Девонские ортогнейсы и метавулканы хр. Брукс и п-ова Сьюард Аляски в отличие от рассмотренных выше неопротерозойских ортогнейсов и метавулканических пород не содержат унаследованных цирконов, свидетельствующих о наличии более древних пород в источнике.

Данные по изотопному составу неодима в девонских (365–359 млн лет) ортогнейсах показывают, что величины ϵNd колеблются в широких пределах от –6.48 до 2.4 (см. рис. 6), а модельные возрасты — от 0.8 до 1.6 млрд лет. Это позволяет предполагать, что девонские гранитные магмы представляли собой смесь переплавленной древней коры, представленной неопротерозойскими ортогнейсами, и расплавами, полученными из деплетированной мантии или ювенильной коры [68]. Исходя из имеющихся модельных возрастов для ортогнейсов, а также метаосадочных пород

западной части Центрального пояса хр. Брукс (2.0 млрд лет, по [68]), возраст переплавленной коры мог быть и более древним, мезопротерозойским. Было сделано предположение, что гранитные магмы ассимилировали раннепротерозойский коровый материал или метаосадочные породы, образованные из источника того же возраста [35, 65]. Т. Хадсон [53] считает, что девонские метагранитоиды представляют собой анатектические выплавки из сиалической коры. Данные по изотопии стронция для девонских метагранитоидов подтверждают модель смешанного источника [63, 65].

По химическому составу девонские (365–359 млн лет) ортогнейсы хр. Брукс, как и неопротерозойские ортогнейсы представлены преимущественно высококремнеземистыми разностями и относятся к железистым, известково-щелочным и умеренно-глиноземистым образованиям, что сближает их с гранитами S-типа (см. рис. 7).

Близко разновозрастные девонские (375 и 370 млн лет) ортогнейсы купола Коолень п-ова Чукотка являются магнезиальными, щелочно-известковыми и метаглиноземистыми образованиями (см. рис. 7), имеют сходство с гранитами I-типа, по редкоэлементному составу схожи с гранитами A-типа или постколлизийными (см. рис. 8).

Петрографический состав и петро-геохимические характеристики гранитоидов Киберовского и гранито-гнейсов Куэкувуньского массивов указывают на их принадлежность к гранитам I-типа, включая и их высокодифференцированные разности (см. рис. 7). Небольшая часть гранито-гнейсов Куэкувуньского массива имеет характеристики, свойственные гранитам A-типа: высокую железистость, повышенные содержания Zr или суммы Zr + Nb + Ce + Y, Yb + Ta (см. рис. 8).

Sr–Nd–Pb изотопный состав гранитоидов и изотопный состав Hf цирконов свидетельствуют об участии как мантийного, так и корового компонента в формировании источника родоначальных гранитоидных расплавов [20]. На наличие более древнего корового компонента в источнике гранитоидов указывает верхнее пересечение дискордии 680 ± 68 млн лет для цирконов из гранитной дайки Киберовского массива [58].

Время внедрения девонско-раннекаменноугольных гранитоидов микроплиты соответствует проявлению различных фаз элсмирского орогенеза в Арктическом регионе, как на рубеже раннего и среднего девона, так и позднего девона—раннего карбона (см. ссылки в [20]). В последнее время следы элсмирских деформаций в интервале среднего девона—ранний карбон были установлены на о-ве Врангеля [23, 26]. В хребте Брукс с этим же рубежом связывают становление аллохтонов с океанической корой [54, 79].

Точки зрения о геодинамической обстановке формирования девонских гранитоидов хр. Брукс различаются. По данным [44] для среднего палеозоя реконструируется магматическая дуга на континентальной окраине, представленная гранитными плутонами и вулканитами. Происхождение гранитоидов в обстановке интрадугового или задугового растяжения предполагается в [63, 69, 80]. По мнению М. Хитцмана и соавт. [38] наличие позднедевонской базальт-риолитовой ассоциации в районе Амблер указывает на существование рифтогенной обстановки в позднем девоне. Е. Миллер и соавт. [63] продолжает субдукционную границу, вдоль которой располагались девонские плутоны от кордильерской окраины Северной Америки через Аляскинскую до Чукотской части микроплиты. Синхронное раскрытие океанических бассейнов Ангаючам и Слайд Маунтин установлено для территории Аляски [69].

Формирование гранитоидов Киберовского и гранито-гнейсов Куэкувуньского массивов Чукотки в позднем девоне—раннем карбоне, вероятно, происходило в обстановке континентальной окраины [20]. К этому же интервалу времени относятся оценки возраста ортогнейсов и дифференцированных известково-щелочных вулканитов купола Коолень, что позволило реконструировать окраинно-континентальную магматическую дугу позднедевонского—раннекаменноугольного возраста [67]. Л. Лейн с соавт. [58] предполагают синколлизийную обстановку формирования гранитоидов Киберовского массива.

Раннемеловой этап

Данный этап (~117–105 млн лет) становления континентальной коры связан с процессом коллизии Сибирского континента и микроконтинента Чукотка—Арктическая Аляска в волжское время — готериве—барреме, который сменился обстановкой растяжения в апте—альбе и сопровождался формированием гранито-купольных структур, внедрением гранитоидов и образованием наложенных орогенных впадин.

Апт-альбские гранитоиды Чукотки занимают секущее положение по отношению к складчатым и деформационным структурам, возникшим на этапе коллизии, в том числе прорывают осадочные толщи позднеюрско-раннемеловых синколлизийных бассейнов. Все это свидетельствует об их постколлизийном происхождении.

Внедрение гранитоидов Алярмаутской гранито-купольной структуры, вероятно, было связано с возникновением локальных зон растяжения, ассоциирующихся со сдвиговыми деформациями, характерными для заключительного этапа коллизии [4]. Обстановка растяжения, возможно трансенсии, предполагается для гранитоидов Вели-

кенайского массива Куульской гранито-купольной структуры [3, 29, 59]. При этом авторы [3] выделяют два этапа формирования гранитоидов: мигматизацию и плавление в средней коре, внедрение и кристаллизацию монзонитоидов ~106–103 млн лет назад; ремобилизацию и анатектическое плавление блоков неопротерозойского протолита, внедрение и кристаллизацию лейкогранитов ~100 млн лет назад.

По минеральному, химическому и редкоэлементному составу гранитоиды Алярмаутской структуры сходны с гранитами I-типа. Nd–Sr изотопные данные свидетельствуют о коровом исходном субстрате гранитоидов, а модельные возрасты указывают на его возможный протерозойский возраст. Разброс величин $\epsilon Nd(T)$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гранитоидах может указывать на гетерогенный состав корового источника, либо на разную степень контаминации родоначальных магм древним коровым материалом.

Гранитоиды первой фазы Велиткенайского массива имеют петрохимические и редкоэлементные характеристики, переходные от I- к A-типу гранитов, а лейкограниты второй фазы близки к гранитам S-типа. Sr–Nd изотопные особенности гранитоидов указывают на образование их за счет корового источника, обладающего протерозойскими (1.8–1.0 млрд лет) модельными возрастными [3]. Кроме того, ядра цирконов из лейкогранитов имеют оценку возраста 620 млн лет [1].

Формирование апт-альбских гранитоидов бассейна Юкон-Коюкук и террейна Руби Аляски связано с растяжением на фоне завершения коллизии дуги Коюкук с окраиной Северо-Американского континента [64]. У. Ноклеберг и соавт. [70] рассматривали происхождение пояса средне-меловых гранитоидов в связи с коллизией композитного террейна Врангелия с окраиной Северо-Американского континента. Процесс растяжения сопровождался поступлением в кору мантийных магм и вовлечением в процесс плавления различных субстратов [53, 64, 65]. Источником для гранитоидных магм Западного пояса предполагаются более древние островодужные комплексы, а для гранитов террейна Руби – метапелитовый материал континентальной коры.

Внедрение гранитоидов плутона Киглуаик п-ова Сьюард одноименного купола связывают с растяжением в окраинно-континентальной обстановке в результате механизма отката желоба над зоной субдукции [36]. Петрогеохимические характеристики пород плутона Киглуаик с содержанием $SiO_2 > 55\%$ показывают, что они сходны с фракционированными гранитами I-типа и с гранитами A-типа или постколлизийными гранитами (см. рис. 8, 9). Sr–Nd изотопные данные показывают, что габброидная родоначальная магма

для пород корневой части плутона Киглуаик при фракционной кристаллизации ассимилировала коровые породы. Гранитная магма кровельной части могла быть получена в результате анатексиса коровых пород, обнаженных в пределах купола Киглуаик, либо при фракционировании гранодиоритовой магмы [36].

Аптский магматизм Тытельвеевской и Мангазейской наложенных впадин как в вулканической, так и в интрузивной форме интерпретируется как постколлизийный [29] и его связывают с континентальным рифтогенезом, предшествовавшим началу активности Охотско-Чукотского вулканического пояса [19]. В обстановке присдвигового растяжения вне связи с Охотско-Чукотского вулканического пояса была сформирована и апт-альбская вулкано-интрузивная ассоциация Чаунской складчатой зоны [29].

По химическому и редкоэлементному составу гранитоиды Тытельвеевской впадины соответствуют гранитам I-типа или гранитам вулканических дуг, а гранитоиды Чаунской складчатой зоны отличаются большей калиевокостью и сопоставляются с гранитами I-типа и A-типа или постколлизийными гранитами (см. рис. 9, см. рис. 10).

Раннемеловые гранитоиды Восточной Чукотки сформировались в надсубдукционных условиях до начала активности Охотско-Чукотского вулканического пояса [21, 76]. Петро-геохимические характеристики гранитоидов указывают на их сходство с гранитами I-типа [21]. Sr–Nd изотопные данные показывают, что гранитоиды имели смешанный источник, в котором присутствовал как ювенильный материал, так и более древний материал континентальной коры, а их частичное плавление происходило в надсубдукционных условиях под действием мантийных расплавов [21, 76].

Несмотря на то, что в нашем исследовании мы рассматриваем этапы формирования континентальной коры Восточной Арктики, связанные с гранитным магматизмом, в геологической истории корообразования микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка выделяют и другие эндогенные события, к которым относятся:

- рифтогенный габбро-диабазовый магматизм, синхронный сибирской провинции Крупной Изверженной Провинции (250–260 млн лет);
- плюмовый магматизм Высокоарктической гигантской магматической провинции (HALIP, 126–125 млн лет) [43];
- надсубдукционный известково-щелочной вулканизм Охотско-Чукотского вулканического пояса (106–74 млн лет) [2].

ВЫВОДЫ

1. Проведенное нами обобщение новых геохронологических данных для Восточной Арктики позволяет выделить три основных этапа гранитоидного магматизма и формирования континентальной коры:

– неопротерозойский (преимущественно 750–550 млн лет);

– девонско–раннекаменноугольный (390–350 млн лет);

– раннемеловой (117–105 млн лет).

Континентальная кора микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка, сформированная к неопротерозою, подверглась переработке во время каледонского и элсмирского орогенеза с добавлением ювенильного материала. Раннемеловой гранитоидный магматизм локализован в южной части микроплиты (на Чукотке и Северной Аляске), которая подверглась деформациям позднекиммерийской (чукотской) фазы орогенеза.

2. Возраст коры, в которую внедрялись неопротерозойские гранитоиды, по-видимому, мезо-неопротерозойский, исходя из данных о возрасте супракrustальных пород фундамента микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка, унаследованных цирконов в гранитоидах, неодимовом модельном возрасте гранитоидов и возрасте детритовых цирконов из перекрывающих палеозойских пород.

3. По химическому и минеральному составу неопротерозойские гранитоиды имеют сходство с гранитами S- и I-типа. Неодимовые изотопные данные указывают на смешанный характер протолита, в котором присутствовал более древний коровый материал, а также добавка мантийного вещества.

Обстановка формирования неопротерозойских гранитоидов для большей части микроплиты предполагается надсубдукционная окраинно-континентальная, а для вулканизма кислого состава – рифтогенная (п-ов Сьюард Аляски, о. Врангеля).

4. Девонско–раннекаменноугольный этап гранитоидного магматизма и формирования коры связан с проявлениями различных фаз элсмирской орогении в Арктическом регионе, как на рубеже раннего и среднего девона, так и позднего девона–раннего карбона.

Девонские гранитоиды по минеральному и химическому составу преимущественно соответствуют гранитам I-типа, хотя разности S- и A-типа также присутствуют (хребет Брукс, Куэвуньское поднятие Чукотки, купол Коолень).

Данные Sr–Nd изотопного состава и в ряде случаев изотопного состава Hf цирконов из гранитоидов свидетельствуют об участии как мантийного, так и корового компонента в источнике родоначальных гранитоидных расплавов.

Формирование девонских и раннекаменноугольных гранитоидов связывают с островодужной, окраинно-континентальной или задуговой обстановкой.

5. Раннемеловой этап формирования континентальной коры связан с процессом коллизии Сибирского континента и микроконтинента Арктическая Аляска–Чукотка в готериве–барреме. В апте–альбе режим коллизионного сжатия сменился на постколлизионное растяжение, которое сопровождалось формированием комплексов метаморфических ядер, внедрением гранитоидов и образованием наложенных орогенных впадин. По минеральному и химическому составу апт–альбские гранитоиды соответствуют гранитам I- и A-типа (Алярмаутское поднятие, Тытельвеевская впадина, Чаунская складчатая зона, купол Киглуаик), реже близки гранитам S-типа (террейн Руби, Аляска).

Nd–Sr изотопные данные для раннемеловых гранитоидов указывают на гетерогенный состав корового источника, в котором присутствовал как более древний материал континентальной коры, обладающий протерозойскими модельными возрастными, так и ювенильный (аккреционно-островодужный) материал.

Благодарности. Авторы признательны рецензентам В.В. Ярмолочу (ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия) и Н.А. Горячеву (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, Россия) за комментарии, которые помогли улучшить статью.

Финансирование. Работа выполнена за счет гранта РФФИ-Арктика № 18-05-70061/18, базовое финансирование сотрудников за счет субсидии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акинин В.В. Возраст фундамента и эволюция магматизма в континентальном обрамлении восточной Арктики: U–Pb, O и Hf изотопные систематики цирконов. – Мат-лы Второй Всероссийской научной конференции с международным участием “Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит”, г. Владивосток, 17–20 сентября 2014 г. – Владивосток: ДВО РАН, 2014. С. 144–145.
2. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–42.
3. Акинин В.В., Ползуненков Г.О. Состав и возраст Велиткенайского гранит-мигматитового массива (террейн Арктическая Аляска–Чукотка): синхронизация с тектоно-магматическими событиями в Американо-азиатском бассейне Арктики. – Мат-лы Всероссийской конференции “VIII Косыгинские чтения: Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии”, 17–20 сентября 2013 г. г. Хабаровск. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2013. С. 6–9.
4. Бондаренко Г.Е., Луцицкая М.В. Мезозойская тектоническая эволюция Алярмаутского поднятия //

- Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2003. Т. 78. Вып. 3. С. 25–38.
5. *Великославинский С.Д.* Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 4. С. 363–380.
 6. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-60-XXI-XXII. Объяснительная записка. – А.Я. Пьянков (сост.), М.Е. Городницкий (ред.) – Магадан: Мингео СССР, 1981. 126 с.
 7. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-60-XXVII-XXVIII. Объяснительная записка. – В.Г. Желтовский (сост.), Г.М. Сосунов (ред.) – Магадан: Мингео СССР, 1981. 119 с.
 8. *Гельман М.Л.* Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке России. – Ст. 2. Магматизм, метаморфизм и мигматизация в позднемезозойских куполах // *Тихоокеанская геология*. 1996. Т. 15. № 1. С. 84–93.
 9. *Громов Л.В., Кирюшина М.Т.* Остров Врангеля. Геология СССР. Т. XXVI. – М.: Наука, 1947. С. 388–406.
 10. *Загрузина И.А.* Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977. 278 с.
 11. *Иванов О.Н.* К вопросу о возрасте метаморфических пород острова Врангеля // *Уч. Зап. Сер.: Регион. геол.* 1969. № 15. С. 133–142.
 12. *Каменева Г.И., Ильченко Л.Н.* Новые данные о возрасте метаморфического комплекса острова Врангеля // *Докл. АН СССР*. 1978. Т. 227. № 2. С. 431–435.
 13. *Катков С.М., Стрикленд А., Миллер Э.Л.* О возрасте гранитных интрузий Анюйско-Чукотской складчатой системы // *ДАН*. 2007. Т. 414. № 2. С. 219–222.
 14. *Комарова Я.С., Костицын Ю.А., Николаев Ю.Н.* Rb–Sr возраст диорит-порфира Аскет из Мангазейского интрузивного комплекса, Центральная Чукотка. – Тез. докл. IX Междунар. школы наук о Земле им. Л.Л. Перчука, 2–9 сентября, г. Одесса. – Одесса: ОНУ, 2013. С. 79–83.
 15. *Косько М.К.* Террейны Восточно-Арктического шельфа России // *ДАН*. 2007. Т. 413. № 1. С. 71–74.
 16. *Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г., Опекунов А.Ю., Опекунова М.Г., Сесил М.П., Смирнов А.Н., Ушаков В.И., Хандожко Н.В., Харрисон Дж.К., Шульга Ю.Д.* Остров Врангеля: геологическое строение, минерагения, геоэкология. – Под ред. М.К. Косько, В.И. Ушакова – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2003. Т. 200. 137 с.
 17. *Кораго Е.А., Верниковский В.А., Соболев Н.Н., Ларионов А.Н., Сергеев С.А., Столбов Н.М., Проскурнин В.Ф., Соболев П.С., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Травин А.В.* Возраст фундамента островов Де Лонга (архипелаг Новосибирские острова): новые геохронологические данные // *ДАН*. 2014. Т. 457. № 3. С. 315–322.
 18. *Кораго Е.А., Столбов Н.М., Соболев Н.Н., Шманяк А.В.* Магматические комплексы восточного сектора Российской Арктики. – В.Д. Каминский, Г.П. Аветисов, В.Л. Иванов (ред.) – В кн.: *70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане*. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. С. 101–127.
 19. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
 20. *Лучицкая М.В., Беляцкий Б.В., Белоусова Е.А., Натанов Л.М.* Особенности состава и геодинамическая обстановка позднепалеозойского магматизма Чукотки // *Геохимия*. 2017. № 8. С. 685–714. <https://doi.org/10.1134/S0016702917080043>
 21. *Лучицкая М.В., Соколов С.Д., Пиис В., Миллер Э., Беляцкий Б.В.* Состав, возраст и происхождение мелового гранитоидного магматизма Восточной Чукотки // *Геотектоника*. 2018. № 3. С. 21–41. <https://doi.org/10.7868/S0016853X18030025>
 22. *Милов А.П.* Позднемезозойские гранитоидные формации Центральной Чукотки. – Отв. ред. Н.А. Шило – Новосибирск: СО РАН, 1975. 134 с. (Тр. СВКНИИ. 1979. Вып. 53).
 23. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А.* Этапы структурной эволюции осадочного чехла о. Врангеля, Восточная Арктика // *Геотектоника*. 2018. № 5. С. 1–17.
 24. *Моисеев А.В., Соколов С.Д., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е.* Эдиакарско-среднекембрийский основной вулканизм о-ва Врангеля: возраст и геодинамические обстановки формирования // *Вестн. СПбГУ. Науки о Земле*. 2019. Т. 64. Вып. 2. С. 267–280.
 25. *Садовский А.И., Гельман М.Л.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Анюйско-Чаунская. Лист R-58-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка. – Ред. Г.М. Сосунов – Л.: ВСЕГЕИ, 1970. 84 с.
 26. *Соколов С.Д., Тучкова М.И., Моисеев А.В., Вержбицкий В.Е., Малышев Н.А., Гуцина М.Ю.* Тектоническая зональность острова Врангеля (Арктика) // *Геотектоника*. 2017. № 1. С. 3–18.
 27. *Соколов С.Д., Силантьев С.А., Моисеев А.В., Тучкова М.И., Вержбицкий В.Е.* Амфиболиты метаморфического фундамента о. Врангеля: возраст, природа протолита и условия метаморфизма // *Геохимия*. 2019. Т. 64. № 12. С. 1222–1246.
 28. *Тибилев И.В., Милов А.П., Давыдов И.А.* О проявлении домезозойского гранитоидного магматизма на Чукотке // *Тихоокеанская геология*. 1986. № 4. С. 95–98.
 29. *Тихомиров П.Л.* Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. – М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
 30. *Шарпенко Л.И., Костин А.Е., Кухаренко Е.А.* TAS-диаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // *Регион. геология и металлогения*. 2013. № 56. С. 40–50.
 31. *Akinin V.V., Calvert A.T.* Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome,

- Chukotka Peninsula, northeastern Russia. — In: *Tectonic Evolution of the Bering Shelf—Chukchi Sea—Arctic margin and adjacent landmasses*. — Ed. by E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer, (GSA Spec. Pap. 2002. Vol. 360). P. 147–165.
32. Akinin V.V., Amato J.M., Miller E.L., Gottlieb E., Polzunenkov G.O. New geochronologic data on pre-Mesozoic rocks (Neoproterozoic-Devonian) from the Arctic part of the Chukotka Peninsula. — International Conference on Arctic Margins, 31 May–2 June, Fairbanks, USA, (Fairbanks: University of Alaska, 2011. Vol. VI. Abstr.). P. 6–6.
 33. Akinin V.V., Miller E.L., Gottlieb E., Polzunenkov G. Geochronology and geochemistry of Cretaceous magmatic rocks of Arctic Chukotka: An update of GEOCHRON-2.0 // *Geophys. Res. Abstr.* 2012. Vol. 14. EGU2012-3876.
 34. Akinin V.V., Gottlieb E.S., Miller E.L., Polzunenkov G.O., Stolbov N.M., Sobolev N.N. Age and composition of basement beneath the De Long archipelago, Arctic Russia, based on zircon U–Pb geochronology and O–Hf isotopic systematics from crustal xenoliths in basalts of Zhokhov Island // *Arctos*. 2015. <https://doi.org/10.1007/s41063-015-0016-6>
 35. Aleinikoff J.N., Moore T.E., Walter M., Nokleberg W.J. U–Pb ages of zircon, monazite, and sphene from Devonian metagranites and metafelsites, Central Brooks range, Alaska. — In: *Geologic studies in Alaska by the U.S. Geological Survey, 1992*. — Ed. by C. Dusel-Bacon, A.B. Till, (Washington: U.S. Governm. Print. Office, 1993), *Geol. Surv. Bull.* Vol. 2068. P. 59–70.
 36. Amato J.M., Wright J.E. Potassic mafic magmatism in the Kigluaik gneiss dome, northern Alaska: a geochemical study of arc magmatism in an extensional tectonic setting // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. No. B4. P. 8065–8084.
 37. Amato J.M., Toro J., Miller E.L., Gehrels G.E., Farmer G.L., Gottlieb E.S., Till A.B. Late Proterozoic–Paleozoic evolution of the Arctic Alaska–Chukotka terrane based on U–Pb igneous and detrital zircon ages: implications for Neoproterozoic paleogeographic reconstructions // *GSA Bull.* 2009. Vol. 121. P. 1219–1235.
 38. Amato J.M., Aleinikoff J.N., Akinin V.V., McClelland W.C., Toro J. Age, chemistry, and correlations of Neoproterozoic–Devonian igneous rocks of the Arctic Alaska–Chukotka terrane: An overview with new U–Pb ages. — In: *Reconstruction of Late Proterozoic to Devonian continental margin sequence, Northern Alaska: Its paleogeographic significance and contained base-metal sulfide deposits*. — Ed. by J.A. Dumolin, A.B. Till, (GSA Spec. Pap. 2014. Vol. 506). P. 29–57.
 39. *Bering Strait Geologic Field Party*, Koolen metamorphic complex, NE Russia: Implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // *Tectonics*. 1997. Vol. 16. No. 5. P. 713–729.
 40. Brumley K., Miller E.L., Konstantinou A., Grove M., Meisling K., Mayer L.A. First bedrock samples dredged from submarine outcrops in the Chukchi Borderland, Arctic Ocean // *Geosphere*. 2015. Vol. 11. No. 1. P. 76–92. <https://doi.org/10.1130/GES010.44.1>
 41. Cecile M.P., Harrison J.C., Kos'ko M.K., Parrish R.R. Precambrian U–Pb ages of igneous rocks, Whangel complex, Wrangel Island, USSR // *Canad. J. Earth Sci.* 1991. Vol. 28. No. 9. P. 1340–1348.
 42. Churkin M., Trexler I. Circum-Arctic plate accretion — isolating part of a Pacific plate to form the nucleus of the Arctic basin // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 48. P. 356–362.
 43. 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 // *Geological Magazine*. 2013. Vol. 150. No. 6. P. 1127–1135
 44. Dillon J.T., Pessel G.H., Chen J.H., Veach N.C. Middle Proterozoic magmatism and orogenesis in the Brooks Range, Alaska // *Geology*. 1980. Vol. 8. P. 338–343. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1980\)8<338:MPMAOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8<338:MPMAOI>2.0.CO;2)
 45. Drachev S.S. Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins // *Geol. Soc. Lond. Mem.* 2011. Vol. 35. P. 369–394.
 46. Dumoulin J.A., Harris A.G., Gagiev M., Bradley D.C., Repetski J.E. Lithostratigraphic, conodont, and other faunal links between lower Paleozoic strata in northern and central Alaska and northeastern Russia. — In: *Tectonic evolution of the Bering Shelf—Chukchi Sea—Arctic Margin and adjacent landmasses*. — Ed. by E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer, (GSA Spec. Pap. 2002. Vol. 360). P. 291–312.
 47. Ershova V.B., Lorenz H., Prokopiev A.V., Sobolev N.N., Khudoley A.K., Petrov E.O., Estrada S., Sergeev S., Larionov A., Thomsen T.B. The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // *Gondwana Research*. 2016. Vol. 35. P. 305–322.
 48. Evans B.W., Patrick B.E. Phengite-3T in high-pressure metamorphosed granite orthogneisses, Seward Peninsula, Alaska // *Canadian Mineralogist*. 1987. Vol. 25. P. 141–158.
 49. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrology*. 2001. Vol. 42. No. 11. P. 2033–2048.
 50. Gottlieb E.S., Pease V., Miller E.L., Akinin V.V. Neoproterozoic basement history of Wrangel Island and Arctic Chukotka: integrated insights from zircon U–Pb, O and Hf isotopic studies. — In: *Circum-Arctic lithosphere evolution*. — Ed. by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 460). <https://doi.org/10.1144/SP460.11>
 51. Hadlari T., Davis W.J., Dewing K. A pericratonic model for the Pearya terrane as an extension of the Franklinian margin of Laurentia, Canadian Arctic // *GSA Bull.* 2014. Vol. 126. No. 3–4. P. 182–200. <https://doi.org/10.1130/B30843.1>
 52. Hall J.K. Chukchi Borderland. — In: *The Arctic Ocean region: Decade of North American geology*. — Ed. by A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney, (Houston: University of Texas, 1990. Vol. L). P. 337–350.
 53. Hudson T.L. Crustal melting events in Alaska. — In: *The Geology of North America*, (Vol. G-1. *The Geology of*

- Alaska*). — Ed. by G. Plafker, H.C. Berg, (GSA Spec. Publ. 1994). P. 557–671.
54. Johnson B.G., Strauss J.V., Toro J., Benowitz J., Ward W.P., Hourigan J.K. Detrital geochronology of pre-Mississippian strata in the northeastern Brooks Range, Alaska // *Lithosphere*. 2016. <https://doi.org/10.1130/L533.1>
 55. Karl S.M., Aleinikoff J.N., Dickey C.F., Dillon J.T. Age and chemical composition of Proterozoic intrusive rocks at Mount Angayukaqsaq, western Brooks Range, Alaska. — In: *Geologic studies in Alaska by the U.S. Geological Survey, 1988*. — Ed. by J.H. Dover, J.P. Gallo-way, (U.S. Geol. Surv. Bull. 1989. B-1903). P. 10–19.
 56. Kos'ko M.K., Cecile M.P., Harrison J.C., Ganelin V.G., Khandoshko N.G., Lopatin V.G. Geology of Vrangell Island, between Chukchi and East Siberian seas, North-eastern Russia // *Geol. Surv. Canad. Bull.* 1993. Vol. 461. 102 p.
 57. Kuznetsov N.B., Natapov L.M., Belousova E.A., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Geochronological, geochemical and isotopic study of detrital zircon suites from late Neoproterozoic clastic strata along the NE margin of the East European Craton: Implications for plate tectonic models // *Gondwana Research*. 2010. Vol. 17. P. 583–601.
 58. Lane L.S., Cecile M.P., Gehrels G.E., Kos'ko M.K., Layer P.W., Parrish R.R. Geochronology and structural setting of latest Devonian — Early Carboniferous magmatic rocks, Cape Kiber, northeast Russia // *Canad. J. Earth Sci.* 2015. Vol. 52. P. 147–160.
 59. Luchitskaya M.V., Tikhomirov P.L., Shats A.L. U–Pb ages and tectonic setting of mid-Cretaceous magmatism in Chukotka (NE Russia). — In: *Proceedings of the international conference on Arctic margins*, Fairbanks, Alaska, May 2011 (ICAM VI). — Ed. by D.B. Stone, G.E. Grikurov, J.G. Clough, G.N. Oakey, D.K. Thurston. — St. Petersburg: VSEGEI, 2014. Ch. 6. P. 157–169.
 60. McClelland W.C., Schmidt J.M., Till A.B. New SHRIMP ages from Devonian felsic volcanic and Proterozoic plutonic rocks of the Southern Brooks Range, Alaska // *GSA. Abstr. Progr.* 2006. Vol. 38. P. 12.
 61. Miller E.L., Toro J., Gehrels G., Amato J.M., Prokopyev A., Tuchkova M.I., Akinin V., Dumitru T.A., Moore T.E., Cecile M.P. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U–Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*. 2006. Vol. 25. Is. 3. P. TC3013.
 62. 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.* 2009. Ser. 4, 223–241.
 63. Miller E.L., Meisling K.E., Akinin V.V., Brumley K., Coakley B.J., Gottlieb E.S., Hoiland C.W., O'Brien T.M., Soboleva A., Toro J. Circum-Arctic lithosphere evolution (CALE) Transect C: displacement of the Arctic Alaska-Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia basin of the Arctic. — In: *Circum-Arctic lithosphere evolution*. — Ed. by V. Pease, B. Coakley. — Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2018. Vol. 460. <https://doi.org/10.1144/SP460.9>
 64. Miller T.P. Contrasting rock suites of the Yukon-Koyuk basin and the Ruby Geanticline, Alaska // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. No. B11. P. 15969–15987.
 65. Miller T.P. Pre-Cenozoic plutonic rocks in mainland of Alaska. — In: *The Geology of North America*. Vol. G-1. *The Geology of Alaska*. — Ed. by G. Plafker, H.C. Berg, (GSA Spec. Publ. 1994). P. 535–555.
 66. Moore T.E., Wallace W.K., Bird K.J., Karl S.M., Mull C.G., Dillon J.T. Geology of northern Alaska. — In: *The Geology of North America*. Vol. G-1. *The Geology of Alaska*. — Ed. by G. Plafker, H.C. Berg, (GSA Spec. Publ. 1994). P. 49–140.
 67. Natal'in B., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: Implications for the tectonic of Arctic region // *Tectonics*. 1999. Vol. 18. Is. 6. P. 977–1003.
 68. Nelson B.K., Nelson S.W., Till A.B. Nd- and Sr-isotope evidence for Proterozoic and Paleozoic crustal evolution in the Brooks Range, Northern Alaska // *J. Geology*. 1993. Vol. 101. P. 435–450.
 69. Nelson J.L., Colpron M., Israel S. The Cordillera of British Columbia, Yukon and Alaska: Tectonics and metallogeny // *Soc. Econom. Geol. Spec. Publ.* 2013. Vol. 17. P. 53–109.
 70. Nokleberg W.G., Plafker G., Wilson F.H. Geology of South-Central Alaska. — In: *The Geology of North America*. V. G-1. *The Geology of Alaska*. — Ed. by G. Plafker, H.C. Berg, (GSA Spec. Publ. 1994). P. 311–366.
 71. O'Brien T.M., Miller E.L., Benowitz J.P., Meisling K.E., Dumitru T.A. Dredge samples from the Chukchi Borderland: implications for paleogeographic reconstruction and tectonic evolution of the Amerasia basin of the Arctic // *Am. J. Sci.* 2016. Vol. 316. P. 873–924. <https://doi.org/10.2475/09.2016.03>
 72. Patrick B.E., McClelland W.C. Late Proterozoic granitic magmatism on Seward Peninsula and a Barentian origin for Arctic Alaska–Chukotka // *Geology*. 1995. Vol. 23. No. 1. P. 81–84.
 73. Patton W.W., Jr., Stern T.W., Arth J.G., Carlson C. New U/Pb ages from granite and granite gneiss in the Ruby geanticline and southern Brooks Range, Alaska // *J. Geol.* 1987. Vol. 95. P. 118–126.
 74. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. Vol. 25. No. 4. P. 956–983.
 75. Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere — a review // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 625. P. 1–25.
 76. Pease V., Miller E.L., Wyld S., Sokolov S., Akinin V., Wright J. U–Pb zircon geochronology of Cretaceous arc magmatism in eastern Chukotka, northeast Russia, with implications for Pacific plate subduction and the opening of the Amerasia Basin. — In: *Circum-Arctic lithosphere evolution*. — Ed. by V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2017. Vol. 460). P. 35–62.
 77. Piepjohn K., von Gosen W., Tessensohn F., Saalman K. Ellesmerian fold-and-thrust belt (northeast Ellesmere Island, Nunavut) and its Eureka overprint // *Geol. Surv. Canad. Bull.* 2008. Vol. 592. P. 285–303.

78. Prokopiev A.V., Ershova V.B., Anfinson O., Stockli D., Powell J., Khudoley A.K., Vasiliev D.A., Sobolev N.N., Petrov E.O. Tectonics of New Siberian Islands archipelago: Structural styles and low-temperature thermochronology // *J. Geodynam.* 2018. Vol. 121. P. 155–184.
79. Raterman N.S., McClelland W.C., Presnell R.D. Geochronology and lithogeochemistry of volcanic rocks of the Ambler District, southern Brooks Range, Alaska // *GSA. Abstr. Progr.* 2006. Vol. 38. No. 5. P. 69.
80. Strauss J.V., Macdonald F.A., Taylor J.F., Repetski J.E., McClelland W.C. Laurentian origin for the North Slope of Alaska; implications for the tectonic evolution of the Arctic // *Lithosphere.* 2013. Vol. 5. P. 477–482.
81. Till A.B., Aleinikoff J.N., Amato J.M., Harris A.G. New paleontologic and geochronologic protolith ages for the paleo-continental margin of Arctic Alaska // *GSA. Abstr. Progr.* 2006. Vol. 38. No. 5. P. 13.
82. Till A.B., Dumoulin J.A., Harris A.G., Moore T.E., Bleick H.A., Siwec B.R. Bedrock geologic map of the southern Brooks Range, Alaska, and accompanying conodont data // *U.S. Geol. Surv. Open-File Rep.* 2008-1149. 2008. P. 88.
83. Toro J., Gans P.B., McClelland W.C., Dumitru T.A. Deformation and exhumation of the Mount Igikpak region, central Brooks Range, Alaska. – In: *Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic margin and adjacent landmasses.* – Ed. by E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klempere, (GSA. Spec. Paper. 2002. Vol. 360). P. 111–132.
84. Trettin H.P. Late Silurian-Early Devonian deformation, metamorphism, and granitic plutonism, Northern Ellesmere and Axel Heiberg islands. – In: *Geology of the Inuitian orogeny and Arctic platform of Canada and Greenland,* (Geol. Surv. Canad. Bull. Ser.: Geology of Canada. 1991. No. 3). P. 295–309.
85. Verzhbitsky V.E., Sokolov S.D., Tuchkova M.I., Frantzen E.M., Little A., Lobkovsky L.I. The South Chukchi sedimentary basin (Chukchi Sea, Russian Arctic): Age, structural pattern and hydrocarbon potential // *AAPG. Memoir.* 2012. Vol. 100. P. 267–290.
86. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. Vol. 95. Is. 4. P. 407–419.
87. Whalen J.B., Hildebrand R.S. Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks // *Lithos.* 2019. Vol. 348–349. No. 10579. P. 1–19.

Stages of Granitoid Magmatism and Continental Crust Formation of Eastern Arctic

M. V. Luchitskaya^{a,*}, S. D. Sokolov^a

^a*Geological Institute Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia*

^{*}*e-mail: luchitskaya@ginras.ru*

Three main stages of granitoid magmatism and continental crust formation of Eastern Arctic are distinguished: Neoproterozoic (750–550 Ma), Devonian–Early Carboniferous (390–350 Ma), and Early Cretaceous (117–105 Ma). Correlation of Neoproterozoic granitoid magmatism of New Siberian Islands, Wrangel Island, Chukotka, Chukchi Borderland, and Northern Alaska indicates unity of the basement of Arctic Alaska–Chukotka microplate (AACH) and its Meso–Neoproterozoic age. Geodynamic setting of Neoproterozoic granitoids for the most part of microplate is supposed as continental margin, rarely rift setting (Seward Peninsula, Alaska). Devonian–Early Carboniferous stage is related to different phases of Ellesmerian orogeny in Arctic region. Formation of granitoids of this age occurred in island arc, continental margin or back-arc settings. Early Cretaceous stage of continental crust formation is related to collision between Siberian continent and AACH microcontinent in Volgian time – Hauterivian–Barremian. In Aptian–Albian time the regime of collisional compression change to post-collisional extension, accompanied by metamorphic core complexes, granitoid intrusion and formation of superimposed orogenic basins. Data on mineralogical, chemical and geochemical composition of granitoids of all three stages indicate similarity of Neoproterozoic granitoids to S- and I-types granites; Devonian–Early Carboniferous, to predominantly I-type granites; Early Cretaceous, to I- and A-type granites. Sr–Nd isotopic data, as well as Lu–Hf zircon data point to both crustal and mantle components participation in the formation of the source of granitoid melts at all stages.

Keywords: geodynamic setting, Arctic Alaska–Chukotka microplate, granitoid magmatism, U–Pb age, zircon, continental crust, Eastern Arctic, I-, S-, A-type granites

УДК 551.24

ВОСТОЧНО-ПЕКУЛЬНЕЙСКИЙ ТЕРРЕЙН ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ (КРАЙНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ, РОССИЯ): ФРАГМЕНТ ПОЗДНЕЮРСКОЙ–РАННЕМЕЛОВОЙ ГРАНИЦЫ СКОЛЬЖЕНИЯ МЕЖДУ ПАЛЕО-ПАЦИФИКОМ И ЧУКОТСКИМ МИКРОКОНТИНЕНТОМ

© 2021 г. С. А. Паланджян*

Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: sapaland@mail.ru

Поступила в редакцию 02.07.2020 г.

После доработки 12.07.2021 г.

Принята к публикации 03.08.2021 г.

Западно-Пекульнейский террейн дуги континентальной окраины сопряжен с Восточно-Пекульнейским террейном океанической коры, кремнисто-вулканогенные толщи которого (пекульнейская свита, PV) разделены на два комплекса. Первый комплекс PV-1, включает дайковую серию, подушечные базальты с повышенными величинами содержаний Nb, TiO₂ и отношений FeO*/MgO, кремнисто-глинистые отложения, датирующиеся интервалом времени байос–киммеридж. Второй комплекс PV-2 — его подушечные базальты относятся к понижено-титанистой группе N-MORB типа, они характеризуются пониженными содержаниями Nb и сочетаются с магнезиальными базальтами и пикрит-базальтами, туфогенными породами основного состава. Кремнисто-глинистые отложения комплекса PV-2 датируются комплексами радиолярий поздней юры–раннего мела и макрофауной валанжинского возраста, они содержат примесь терригенного материала и детрит средних и кислых вулканических пород, т.е. проявляют признаки генерации вблизи источника аллотигенного материала. Новые данные по геологии и геохимическому составу толщи подушечных базальтов подтверждают формирование комплекса PV-1 в центре спрединга Палео-Пацифика. Составы и датировка пород комплекса PV-2 свидетельствуют о его генерации в титоне — валанжине в зоне сопряжения океанической плиты с Пекульней–Золотогорской окраиной Чукотского континента. Формирование комплекса PV-2 непосредственно после схождения Палео-Пацифической плиты (PV-1) с континентальной окраиной объясняется генерацией молодой океанической коры PV-2 в центре спрединга, образовавшемся в зоне трансформного разлома. В титоне–валанжине на тихоокеанской окраине Восточной Чукотки формировалась Пекульнейская дуга, магматические комплексы которой включают, помимо пород IAT- и CA-серий, низкотитанистые базальты MORB-типа, близкие по составу к некоторой части базальтов PV-2. Вполне вероятно, что в титоне–валанжине существовала единая тектоническая структура, контролировавшая базальтовый магматизм обоих террейнов, этой структурой мог быть трансензионный участок зоны трансформного разлома. Синхронность развития комплексов Пекульнейской дуги и PV-2, геохимическая коррелятивность базальтов свидетельствуют о том, что титон–валанжинская субдукция в пределах Пекульнейского сегмента обусловлена раскрытием в зоне трансформного разлома бассейна PV-2 и субдукцией молодой океанической коры под окраину Восточной Чукотки.

Ключевые слова: Восточная Чукотка, террейн океанической коры, трансформный разлом, граница скольжения плит, субдукция молодой литосферы

DOI: 10.31857/S0016853X21050052

ВВЕДЕНИЕ

Мезо–кайнозойская история северо-западного складчатого обрамления Пацифика свидетельствует о чередовании и сосуществовании конвергентных обстановок и границ скольжения в процессе развития тектонических ансамблей активных окраин востока Азии и Аляски [3, 11, 15, 21, 24, 28, 40]. Важное значение для палеотектонических по-

строений приобретают реконструкция обстановки формирования симатических террейнов — фрагментов коры океанического типа, установление их принадлежности к структуре островной дуги, субдукционной зоны или океанического бассейна.

Одним из тектонических ансамблей северо-западного угла Тихоокеанского орогенного пояса,

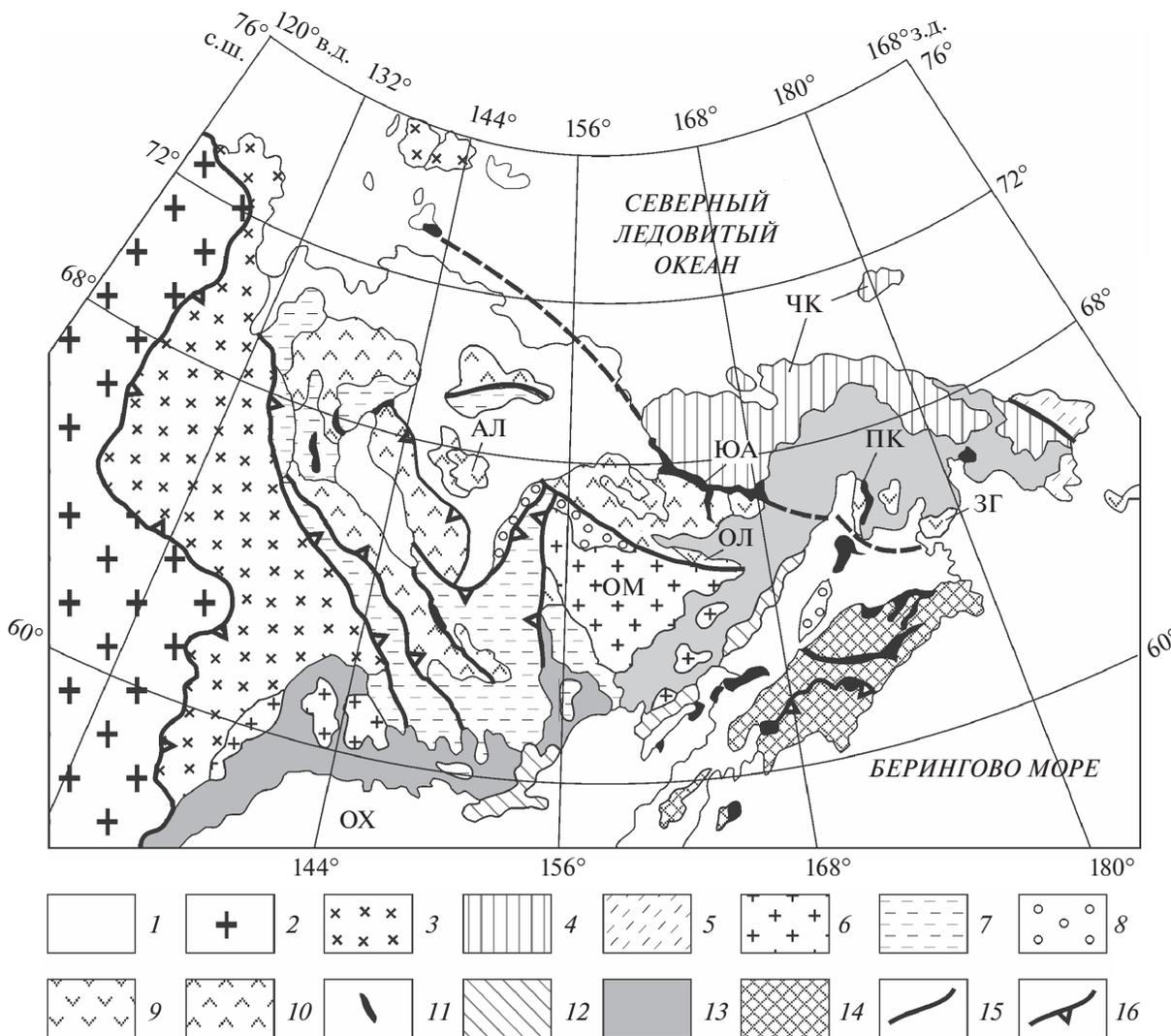


Рис. 1. Схема тектоники северо-восточного края Азии (по данным [40], с изменениями). Обозначено: *складчатые системы*: АЛ–ОЛ – Алазейско–Олойская, ПК–ЗГ – Пекульнейско–Золотогорская; *сутура*: ЮА – Южно–Аниюская сутура; *кратонный террейн*: ОМ – Омолон. 1 – кайнозойские крошечные комплексы; 2–3 – кратонные террейны: 2 – Сибирский кратон, 3 – пассивная окраина Сибирского кратона (Верхоянский покровно–складчатый пояс); 4–5 – Чукотский складчатый пояс: 4 – террейн пассивной континентальной окраины, 5 – метаморфизованная континентальная окраина (западная часть террейна Сьюард); 6–12 – мезозойды и поздние мезозойды: 6 – кратонные террейны; 7 – террейны пассивной континентальной окраины, 8 – террейны турбидитового бассейна, 9 – палеозойские–раннеюрские и позднеюрские–раннемеловые террейны островных дуг в Алазейско–Олойской и Пекульнейско–Золотогорской складчатых системах, 10 – среднеюрские и раннемеловые комплексы магматических дуг, преддужий и задуговых бассейнов, 11 – террейны аккреционного клина, субдукционной зоны и офиолитовые, 12 – Западно–Корякский складчатый пояс (террейны энсиалических дуг и задуговых бассейнов); 13 – позднемеловой окраинно–континентальный Охотско–Чукотский вулканогенный пояс (поздний альб–кампан); 14 – Корякско–Камчатская орогенная область (ларамиды и кайнозойды); 15 – сдвиги; 16 – надвиги

строение которых характеризуется амальгамацией террейнов эпиконтинентального и океанического происхождения, является антиклинорий хребта Пекульней – южного отрога Чукотского нагорья. Линейная морфоструктура, протягивающаяся в близмеридиональном направлении на 200 км, является элементом северного звена цепочки горст–антиклинорийных поднятий во фронтальном пространстве Охотско–Чукотского вул-

каногенного пояса (рис. 1). Последний сложен комплексами пород грандиозной по масштабам окраинно–континентальной дуги позднего альба – кампана [25], наложенной на структуры поздних мезозойдов двух смежных орогенных систем Северо–Востока Азии – Западно–Корякской и Пекульнейско–Золотогорской. Цепочка горст–антиклинорийных поднятий Западно–Корякской системы в форланде Охотско–Чукотского пояса маркирует окраину

Рис. 2. Геологическая карта срединного сегмента хребта Пекульней.

Обозначено: *вершины*: Иг – Игольчатая, Ос – Острозубая, П – Пила, Ц – Центральная; *реки*: Сев. Пек. – р. Северный Пекульнейвеем, Лев. Янр. – р. Левый Янранай; *ручьи*: Д – руч. Двойной.

1–2 – крошащие комплексы: 1 – верхний сенон–дат (рарыткинская свита: терригенные отложения, угли, туфы кислого состава), 2 – верхний турон–нижний сенон (янданайская свита: терригенные отложения); 3–4 – титон–валанжин (комплексы пород Пекульнейской островной дуги): 3 – базальты, андезиты, дациты, туфы, прослои осадочных пород, 4 – гранодиориты, плагиограниты, кварцевые диориты; 5–9 – комплексы Палео-Пекульнейской дуги и ее фундамента: 5 – верхний неопротерозой–триас (гнейсы, амфиболиты, метаморфические сланцы), 6 – зеленокаменная толща (метавулканогенно-осадочная) верхнего палеозоя–нижнего мезозоя (?), 7 – верхний палеозой (дунит-пироксенит-метагаббровый комплекс), 8 – пермь–триас (?): андезиты, дациты, базальты (?), туфы, алевролиты комплекса руч. Двойной, 9 – плагиограниты; 10–11 – комплексы коры внутривулканового бассейна Пекульнейской дуги: 10 – готерив (базальты, диабазы, пикриты, реже – дациты, риолиты, туфы, туфобрекчии, зеленосланцевые метаморфиты по этим породам), 11 – тектонический меланж с матриксом перетертых метаморфизованных пикритов и базальтов готеривской толщи; 12 – комплекс PV-1, байос–киммеридж (подушечные базальты, дайковый комплекс, кремнисто-глинистые отложения, эдафогенные отложения); 13 – комплекс PV-2, титон–валанжин (базальты, магнезиальные базальты, пикритоиды, туфогенные породы, известняки, кремнисто-глинистые отложения, радиолариты); 14 – пекульнейвеемская свита нерасчлененная; 15 – титон (?)-валанжин (габбро-диабазы, пикробазальты, гипабиссальные интрузии, дайки, силлы); 16 – готерив (?), тектоно-гравитационный микстит; 17 – неоавтохтон, баррем–апт (флишоподобная туфо-терригенная толща); 18 – крупные разломы: *a* – сдвиги, *b* – надвиги

мезозой Восточной Сибири, тогда как преальпийский Пекульнейско-Золотогорский ороген формирует окраину восточной части Чукотского микроконтинента (фрагмента Арктической платформы) [11, 12, 21].

Пекульнейско-Золотогорская складчатая система в современном строении разделена на четыре сегмента – Пекульнейский, Канчаланский, Ушканьегорский и Золотогорский [11]. Их объединяет развитие в нижних структурных этажах палеозойских метаморфических и плутонических комплексов (как гранитоидов, так и мафитов-ультрамафитов). Однако только в Пекульнейском сегменте четко проявлена картина тектонического сопряжения двух террейнов – континентального и океанического происхождения. Ярко выраженной особенностью тектоники антиклинория Пекульнея является асимметричное строение. Расположенные на западе и в осевой полосе комплексы позднерюрской–раннемеловой Пекульнейской дуги и ее доюрского фундамента, включающего фрагменты Палео-Пекульнейской дуги карбона–триаса и метаморфитов неопротерозойского возраста, образуют Западно-Пекульнейский террейн. Они контактируют на востоке по разломам с абиссальными кремнисто-базальтовыми толщами байоса–валанжина Восточно-Пекульнейского террейна.

Вопросы геодинамической обстановки и механизма тектонического сопряжения комплексов пород дуги с фрагментами коры океанического типа, а также обстановки генерации последней, не получили однозначного решения. Исследователями Пекульнея были разработаны как минимум три различные модели формирования и сочленения этих террейнов:

– шарьирование коры рифтогенного эпиконтинентального малого океанического бассейна на окраинно-континентальную дугу [12, 15];

– шарьирование на островную дугу коры задугового бассейна в форме лежащей складки [19];

– формирование субдукционной зоны и аккреционного клина энсиматической островной дуги на окраине Палео-Пацифика [11, 39].

В настоящей статье представлены новые данные по геологическому строению и особенностям геохимического состава пород Восточно-Пекульнейского террейна, предложена интерпретация геодинамической обстановки генерации и тектонического совмещения контрастных по происхождению террейнов в позднерюрское–раннемеловое время.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ХРЕБТА ПЕКУЛЬНЕЙ

Ядро горст-антиклинория Пекульнея разбито поперечными нарушениями, создающими его клавишное строение, на три крупных блока. В Срединном блоке, длиной около 50 км, ограниченном с севера бассейном р. Бычья и с юга бассейном р. Кривая, наиболее отчетливо выражена асимметрия и поперечная зональность тектонического строения хребта. Здесь с запада на восток можно выделить три продольные тектонические зоны, разделенные протяженными разломами взбросо-сдвигового характера (рис. 2).

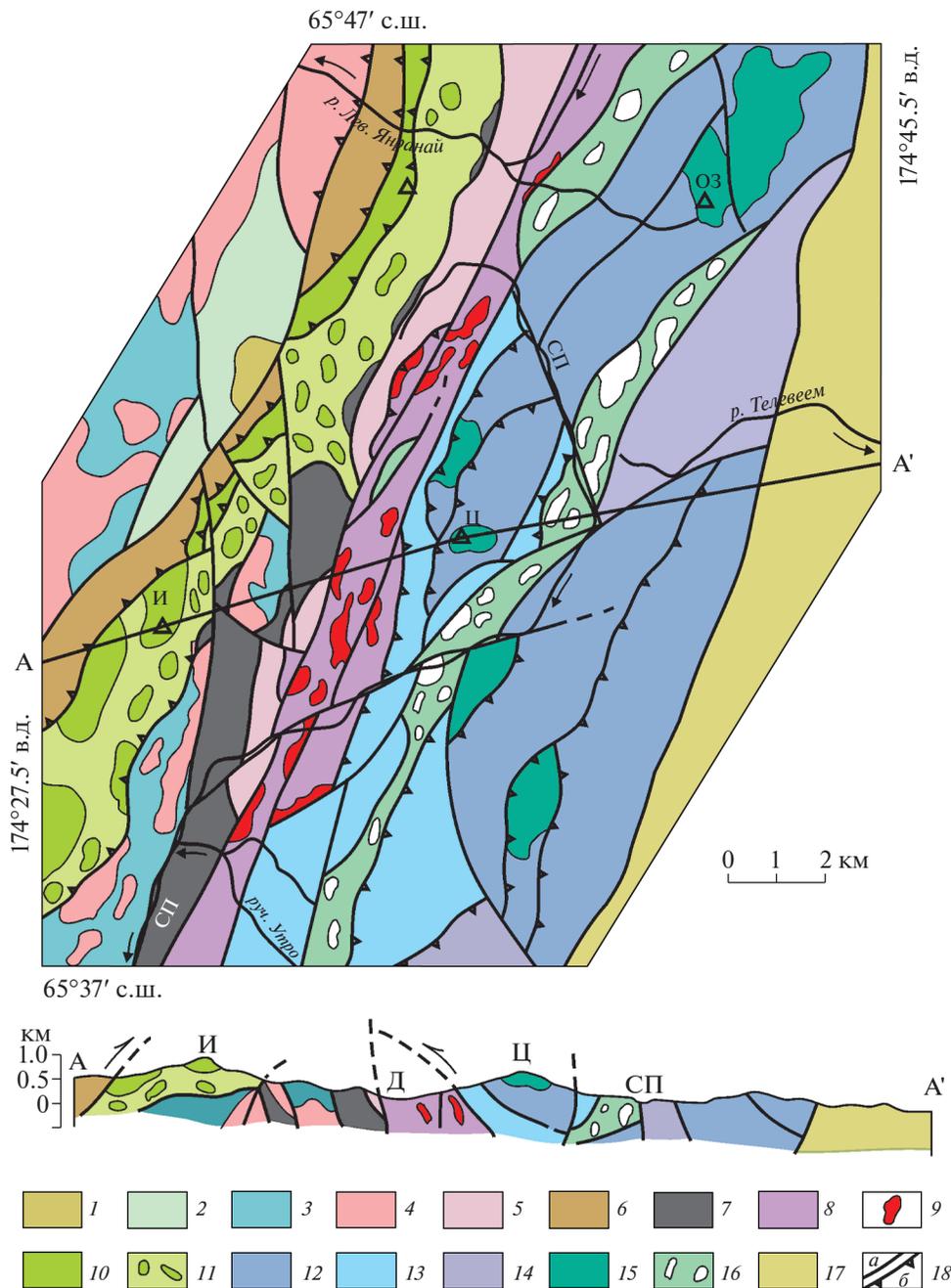
Западная зона сложена толеитовой и известково-щелочной ассоциациями вулканогенных, плутонических и обломочных образований титона–валанжина и готерива–баррема – комплексами пород Пекульнейской дуги [11].

Осевая зона включает:

– коллаж линейных блоков и надвиговых пластов разнородных и разновозрастных комплексов пород;

– фрагменты образований Западной тектонической зоны;

– фрагменты Палео-Пекульнейской дуги карбона–триаса (вулканогенно-осадочные и зелено-



каменные толщи верхнего палеозоя—нижнего мезозоя, мелкие линейно-вытянутые интрузии плагиигранитов пермско—триасового возраста, дунит-пироксенит-метамафическая ассоциация) [11, 18];

– ретроградно измененные гранулитогнейсы и амфиболиты протерозоя (вероятные фрагменты фундамента Палео-Пекульнейской дуги) [11, 14, 18].

На эти доюрские комплексы осевой зоны наложены более поздние образования готеривского

возраста, формировавшиеся при расколе и отмирании Пекульнейской дуги – интрузии расслоенных габброидов, крупные фрагменты пикрит-базальтового комплекса и его производных – зеленокаменно метаморфизованных толщ и тектонического меланжа.

Восточная зона образована кремнисто-базальтовыми толщами средне-позднеюрского и раннемелового (до валанжина включительно) возраста, они слагают пекульнейвеемскую свиту региональной стратиграфической шкалы.

О.Л. Морозовым [11] установлено развитие в тесной связи с тектоническими пластинами пекульнейвеемской свиты фрагментов кремнисто-туфотерригенной толщи раннемелового возраста — тектоно-гравитационного микстита.

Г.Е. Некрасовым [12] обосновано покровно-складчатое строение Пекульнея. К автохтону были отнесены островодужная ассоциация Западной тектонической зоны и фрагменты более древних (протерозой—палеозой (?)) комплексов мафитов и метамафитов, гранитоидов, метаморфических толщ (от гранулитовой до зеленосланцевой фаций). Аллохтонный тектонический комплекс в этой интерпретации представлен кремнисто-вулканогенными толщами Восточной зоны, тектоническим меланжем с серпентинитовым матриксом, а также крупными фрагментами ультрамафит-эклогит-метагаббровой (далее — дунит-пироксенит-метамафическая) ассоциации, диафторированных гранулитов, гнейсов, гранатовых амфиболитов (далее — амфиболит-гнейсовый комплекс). Неоавтохтонный комплекс сложен аптальбскими и верхнемеловыми молассовыми отложениями телевеемской свиты.

С появлением новых данных по возрасту и по составу пород оценка объема аллохтонного ансамбля изменилась. Установлено, что надвиговыми перемещениями различного масштаба затронуты не только толщи Восточной тектонической зоны, но и комплексы пород Осевой зоны, частично и отложения неоавтохтона, т.е. покровно-чешуйчатое строение характерно для обоих пекульнейских террейнов [19]. К аллохтонному комплексу отнесены пекульнейвеемская свита и толща тектоно-гравитационного микстита [11].

При проведении террейного анализа в 1990-е годы в строении тектонического ансамбля хребта Пекульней были выделены два террейна — Западно-Пекульнейский островной дуги и Пекульнейский (Восточно-Пекульнейский) террейн субдукционной зоны, включающий комплексы ранее выделенного аллохтона [20, 22, 39, 40]. В состав Западно-Пекульнейского террейна были включены позднеюрские—раннемеловые осадочные толщи и вулканоплутонический комплекс островодужного происхождения, олигострома готерива—баррема, габброиды и амфибол-пироксеновые сланцы с Pb—Pb изотопными возрастными от 1.2 до 2.9 млрд лет, расслоенные габбро, пироксен-амфиболовые и амфиболовые габбро [13, 39, 40]. Восточно-Пекульнейский террейн был идентифицирован как образование субдукционной зоны, поскольку в состав террейна входят комплексы пород, индикаторные для обстановки субдукции, в том числе — базальный меланж с серпентинитовым матриксом, содержащий фрагменты метаморфических сланцев, пикритовых базальтов.

РАЗГРАНИЧЕНИЕ ТЕРРЕЙНОВ

Разграничение и типизация тектоно-стратиграфических террейнов хребта Пекульней должны быть пересмотрены с учетом накопившихся за последние два десятилетия новых данных по составу пород Осевой и Восточной тектонических зон, их датировке и позиции в структуре покровно-складчатого сооружения. Приведенные ниже данные позволяют исключить из состава Восточно-Пекульнейского террейна геологические образования, формирование которых связано с различными этапами становления Западно-Пекульнейского террейна.

Тектонический меланж и пикрит-базальтовая толща Осевой зоны

При отнесении Восточно-Пекульнейского террейна к образованиям субдукционной зоны [40] одним из критериев послужило представление о залегании в основании аллохтонного комплекса серпентинитового меланжа [12]. Тектонический меланж Пекульнея морфологически идентичен серпентинитовым меланжам офиолитовых террейнов Анадырско—Корякского региона [19], но принципиальное различие между ними состоит в том, что в меланже Пекульнея матрикс представлен вовсе не серпентинитовым (апогарцбургитовым) материалом, а метаморфизованными в зеленосланцевой фации, перетертыми и гидратизированными породами пикрит-базальтовой толщи, глыбы пород которой и составляют основную массу включений в меланже, наряду с глыбами гранулитогнейсов и пород дунит-пироксенит-метагаббровой ассоциации. Крупные ненарушенные фрагменты пикрит-базальтовой толщи сохранились в тесной структурной связи с меланжем в пространстве Западно-Пекульнейского террейна (см. рис. 2). Пикрит-базальтовая толща и меланж тектонически перекрывают (с восточной — юго-восточной вергентностью) комплексы Пекульнейской дуги в пределах Осевой тектонической зоны; пространственно и структурно они отделены от океанических комплексов пекульнейвеемской свиты. В.И. Шкурский и А.А. Мануйлов [26] датировали пикрит-базальтовую толщу готеривом на основании находки в слоях туфогенных пород единичного экземпляра аммонита *Sibirskites* sp. Этот сравнительно молодой комплекс Осевой зоны, включающий и осадочные толщи, интерпретируется как часть коры Пекульнейского внутридугового бассейна, существовавшего в течение готерива и затем замкнувшегося при транспрессии в барреме—апте [11]. Очевидно, что апопикритовый меланж Пекульнея представляет собой более позднее образование по сравнению со временем приращения океанического комплекса, он формировался при раздавливании, низкоградном метаморфизме и деструкции коры

внутридугового бассейна и является компонентом структуры Западно-Пекульнейского террейна.

Метаморфические образования и мафиты—ультрамафиты

Комплексы экзотических пород, которые были отнесены к Восточно-Пекульнейскому террейну, включают развитые исключительно в пределах Осевой зоны небольшие (длиной до 11 км) тектонически растащенные линейные блоки дунит-пироксенит-метамафической ассоциации, а также блоки и чешуи амфиболитов и гнейсов [13, 14, 18, 39, 40]. Петрологические особенности ультрамафитов—метамафитов описаны в работах [1, 6, 13]. Указанный комплекс пород, обладающий некоторыми признаками расслоенных мафит—ультрамафитовых ассоциаций, кристаллизовался в высокобарической обстановке при давлении до 14 кбар. Предполагается, что плутоническая ассоциация формировалась в магматической камере, локализованной на нижнекоровом—верхнемантийном уровне аномально мощной островной дуги [1, 34]. Данные изотопного датирования свидетельствуют о генерации плутонической ассоциации ранее пермского времени и ее инкорпорации в структуры Палео-Пекульнейской дуги не позже конца палеозоя [16]. Цирконы из жилы пегматоидного плагиогранита, интродуцирующей дунит-пироксенитовое тело в истоках ручья Левого Двойного, датированы поздним триасом [18]. Эти данные указывают на отсутствие связи глубинных ультрамафитов с процессами формирования океанических комплексов Восточно-Пекульнейского террейна.

К Осевой тектонической зоне Пекульнея приурочены и другие комплексы плутонических мафитов—ультрамафитов и метаморфических толщ, которые, казалось бы, могли бы служить индикаторами существования субдукционного комплекса Пекульнейской дуги. В Осевой зоне по всей протяженности антиклинория расположены плутоны (и их фрагменты) комплекса расслоенных габброидов [44]. Расслоенные габброиды ранее рассматривались в качестве плутонического комплекса офиолитов, когенетичного с базальтами пекульнейвеемской свиты [8, 19]. Однако геологические и геохронологические данные свидетельствуют об отсутствии какой-либо связи между ними. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопная датировка магматических роговых обманок из мафитов дала 129–127 млн лет, что свидетельствует о позднеэоценовском времени завершения генерации расслоенных габбро [17]. Это обстоятельство, а также петрографические особенности мафитов и ультрамафитов, позволяют предполагать генетическое единство габброидов и пикрит-базальтовых вулканитов Осевой зоны — продуктов очень интенсивных

процессов мантийного магматизма при расколе Западно-Пекульнейской дуги в готериве [17, 44].

В пределах Осевой тектонической зоны обнаружены также тектонические блоки и пластины регионально метаморфизованных пород, которые могут быть разделены на две группы. С породами дунит-пироксенит-метамафического комплекса пространственно ассоциируют протяженные блоки метаморфических толщ амфиболит-гнейсового комплекса докембрийского фундамента Пекульнея. Возраст цирконов из плагиогнейса, определенный методом U—Pb SHRIMP, составляет 614 ± 15 млн лет [18] и время ретроградных преобразований метаморфитов датировано в 246 ± 68 млн лет и 234 ± 9 млн лет (средний триас—начало позднего триаса) [16, 18].

На западном фланге Осевой зоны обнажены тектонические пластины недостаточно изученной зеленосланцевой (мета-вулканогенно-осадочной) толщи, сложенной хлорит-альбит-эпидотовыми, хлорит-актинолитовыми сланцами, филлитами, слабо метаморфизованными вулканитами основного, среднего и кислого состава, терригенными и карбонатными отложениями. Метаморфический сланец в левобережье р. Кривая датирован K—Ar методом в 188 млн лет [26]. Очевидно, что оба комплекса метаморфических пород не имеют отношения к формированию Восточно-Пекульнейского террейна.

Признаки локально проявленных в начале поздней юры эндогенных процессов, предшествовавших началу формирования в титоне современной структуры, были установлены при изотопной датировке гранитоидов на северном продолжении Осевой тектонической зоны [14]. Время метаморфизма эндербита определено Sm—Nd методом в 161 ± 12 млн лет, цирконы из K—Na гранитоида датированы в 165 ± 1.6 млн лет.

Таким образом, большинство комплексов пород, принятых в качестве индикаторов принадлежности Восточно-Пекульнейского террейна к образованиям субдукционной зоны (по [39, 40]), по строению, составу и возрасту не связаны с развитием океанических комплексов Восточного террейна и являются компонентами Западно-Пекульнейского террейна (паравтохтона) — фрагментами доюрского фундамента Пекульнейской дуги и коры наложенного на нее готеривского интрадугового бассейна.

Типизация пекульнейских террейнов

То, что Западно-Пекульнейский террейн был отнесен к типу островодужных террейнов, подразумевает его энсиматическую природу и формирование в обстановке океанической зоны субдукции [39, 40]. Однако этому противоречит обилие обломков метаморфических пород комплекса

основания Пекульнейской дуги в ее вулканогенно-осадочных толщах [11].

Другой довод в пользу предположения об энзиматической природе Пекульнейской дуги основан на принадлежности комплекса пород горы Ворон (в тылу Западной зоны) к коре задугового бассейна, образовавшегося в пределах конвергентной границы между океаническими плитами Палео-Пацифика и Южно-Аньюйского бассейна [11]. Однако выходы указанного комплекса представляют собой небольшое эрозионное (?) окно или тектонический блок, обнаженный из-под отложенных Охотско-Чукотского пояса в непосредственной близости от края Западной тектонической зоны. Какие-либо геологические (тектонические) факты в пользу субдукции коры предполагаемого задугового бассейна при его закрытии, в пользу коллизии или амальгамации блоков коры энзиматического типа на западном фланге островной дуги не установлены. По особенностям геологического строения и составу пород тектонический блок Ворон не отличается от комплексов Пекульнейской дуги. Базальты этого блока, судя по малочисленным геохимическим данным, аналогичны наименее эволюционированным базальтам Пекульнейской дуги [11] (рис. 3, б, г). Поэтому выходы вулканических и осадочных пород позднего берриаса—раннего валанжина в морфоструктуре блока Ворон мы рассматриваем как фрагмент комплексов Пекульнейской дуги.

Новые данные по составу и датировке пород свидетельствуют об эпиконтинентальном заложении Пекульнейской дуги, в основании которой широко развиты фрагменты как позднепалеозойской—раннемезозойской Палео-Пекульнейской дуги, так и ее древнего фундамента, метаморфические комплексы которого датируются неопротерозоем [11, 13, 18]. Косвенным указанием на древний возраст фундамента Пекульнейской дуги служат также данные по галькам раннепалеозойских осадочных пород в базальных конгломератах раннего неоавтохтона, в гальке яшмоидов из терригенной толщи баррем—аптского возраста была установлена фауна одиночных кораллов фавозитес из семейства табулят ордовик—силурийского возраста (публикуется с разрешения А.А. Мануйлова). Эти данные, а также неопротерозойская датировка цирконов из плаггиогнейсов Осевой тектонической зоны и ксеногенных цирконов в плаггиогранитах, позволяют нам считать Западно-Пекульнейский террейн фрагментом дуги континентальной окраины [18, 40].

Принадлежность Восточно-Пекульнейского террейна к образованиям субдукционной зоны не подтверждается совокупностью имеющихся в настоящее время данных [39, 40]. Террейн, сложенный дайковым комплексом диабазов, глубоководными толщами подушечных базальтов и

ассоциированных с ними кремнисто-глинистых и туфогенных пород, габбро-диабазовых интрузий и тектоно-гравитационного микстита, идентифицируется нами как аккрецированный фрагмент океанической коры.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВОСТОЧНО- ПЕКУЛЬНЕЙСКОГО ТЕРРЕЙНА

Пекульнейвеемская свита

Для оценки геодинамической обстановки формирования Восточно-Пекульнейского террейна первоочередное значение имеет интерпретация данных по строению и составу пекульнейвеемской свиты. Свита впервые была выделена Г.Г. Кайгородцевым в 1959 году [8], как существенно вулканогенная формация Пекульнейского антиклинория и включала разнородные вулканогенно-осадочные толщи всех трех тектонических зон. В дальнейшем В.И. Шкурским и А.А. Мануйловым [7, 26] из нее были исключены вулканогенно-терригенные толщи Западной тектонической зоны, базальт-пикритовая и зеленосланцевая толща Осевой зоны, в результате чего пекульнейвеемская свита в настоящее время представляется типичной кремнисто-базальтовой ассоциацией, формировавшейся в абиссальной обстановке. В строении свиты были выделены три главные группы пород [11]:

- нижний горизонт (мощностью до 1 км) параллельных даек диабазов;
- толща подушечных базальтов (0.6–0.8 км);
- кремнистые и глинисто-кремнистые отложения (0.1–0.15 км).

Развитие в полях пекульнейвеемской свиты дайковых и пластовых интрузивных тел габбро-диабазов, завершающих формирование мафитов, дополняет эту характеристику. Геохимические данные свидетельствуют о толеитовом и ферротолеитовом составе диабазов и большинства базальтов [11].

Свита расчленена на несколько тектонических пластин, формирующих покровный комплекс Пекульнея. На отдельных участках Восточно-Пекульнейского террейна, где сохранились крупные ненарушенные фрагменты кремнисто-базальтового комплекса, установлены различия в строении индивидуальных разрезов, а также в возрасте и составе пород. Установлено следующее схематическое строение пекульнейвеемской свиты [11, 19].

Нижняя обнаженная ее часть представлена в левобережье верховьев реки Левый Янранай, в отрогах горы Острозубой. Здесь горизонт параллельных даек диабазов, мощностью до 1 км, вверх по разрезу сменяется однородной толщиной подушечных лав миндалекаменных афировых базаль-

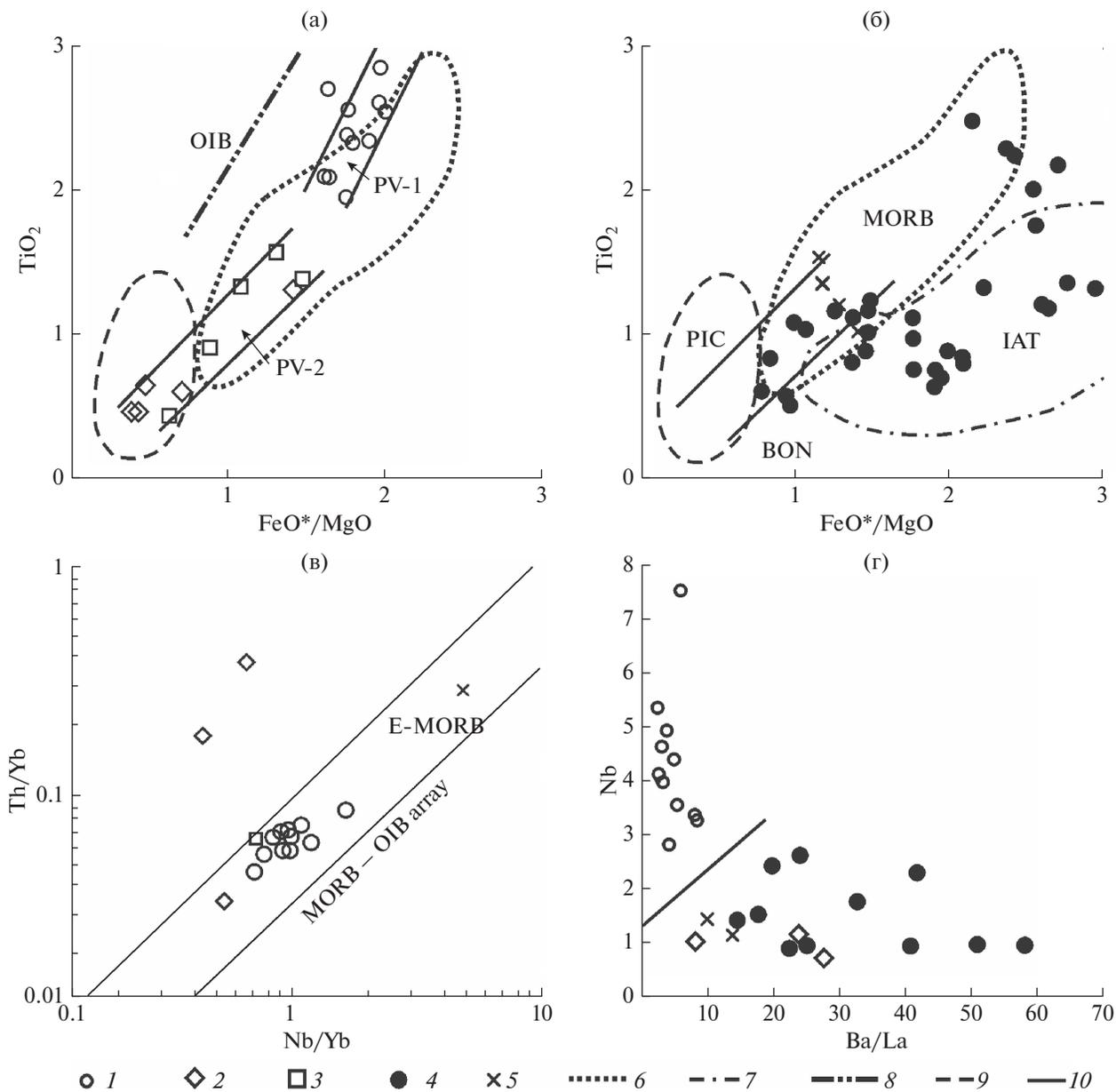


Рис. 3. Геохимическая характеристика базальтоидов Пекульнейских террейнов. (а), (б) – Диаграммы $TiO_2 - FeO^*/MgO$, мас. % (по данным [32, 35]): (а) – для комплексов PV-1 и PV-2, (б) – для базальтоидов Пекульнейской дуги, поле составов мафитов комплекса PV-2; (в) – диаграмма $Th/Yb - Nb/Yb$ (по [41]) для базальтоидов пекульнейвеемской свиты; (г) – диаграмма $Nb - Ba/La$ (г/г) для базальтов Западного и Восточного террейнов. 1–5 – базальты различных комплексов: 1 – PV-1, 2 – PV-2, 3 – PV-2 (габбро-диабазы), 4 – Пекульнейской дуги; 5 – горы Ворон; 6–8 – поля составов базальтов, генерированных в различных геодинамических обстановках: 6 – срединно-океанических хребтов (MORB), 7 – толлитов островных дуг (IAT), 8 – океанических островов (OIB); 9 – пикриты готеривской толщи Осевой тектонической зоны (по данным [10, 11] и полученным данным); 10 – поле составов мафитов комплекса PV-2

тов, с редкими линзами и прослоями карбонатных пород, яшм и силицитов [11]. Верхние горизонты толщи срезаны разломом и перекрыты тектоническими чешуями радиоляритов, железистых и кремнистых силицитов и аргиллитов, суммарной мощностью 100–150 м. В строении пакета глубоководных осадочных отложений выделяются

два тектонически совмещенных горизонта, различающихся по возрасту и по литологическим особенностям [11]. Нижний сложен плитчатыми радиоляритами и силицитами, лишенными примеси терригенного и пирокластического материала, эти породы содержат комплекс радиолярий бат–киммериджского возраста. В составе верхне-

го горизонта преобладают кремнистые аргиллиты с прослоями радиоляритов с позднеюрско–раннемеловым комплексом радиолярий; здесь более молодые кремнистые аргиллиты содержат заметную примесь острооскольчатых обломков плагиоклаза. На южном отроге горы Острозубой породы осадочного комплекса значительно менее тектонизированы. Здесь “нижние” радиоляриты, непосредственно перекрывающие мощную толщу подушечных лав базальтов, датируются байосом–келловеем, т.е. уверенно устанавливается средне–позднеюрский (дотитонский) возраст нижней части кремнисто–базальтовой ассоциации. Данные радиоляриты перекрыты мощной (60 м) толщей эдафогенных брекчий, обломки в которых состоят из нижележащих базальтов, диабазов, радиоляритов, а в цементе обнаружены радиолярии средне–позднеюрского облика.

Новый этап вулканизма начинается подушечными базальтами (наблюдаемой мощностью в 50 м), перекрывающими эдафогенные образования, но дальнейший разрез свиты здесь срезан разломом. Обширные выходы более высоких (титон (?))–валанжинских горизонтов пекульнейвеемской свиты обнажены южнее, в бассейне верхнего и среднего течения р. Северный Пекульнейвеем. В массиве горы Центральной [19] нижняя обнаженная часть свиты представлена пластовыми и подушечными базальтами, переслаивающимися с пачками и линзами алевролитов, плитчатых кремней, красных яшм, известняков, включающих остатки *Buchia* валанжинского возраста. Выше по разрезу развиты магнезиальные базальты, пикробазальты и пикриты, подушечные афировые базальты, с прослоями слоистых тонкозернистых вулканокластических пород. К верхней части разреза кремнисто–базальтовой толщи титон (?))–валанжинского возраста приурочены пластовые тела и небольшие интрузии оливиновых диабазов, габбро–диабазов. Весь этот комплекс тектонически перекрыт мощной пластиной подушечных лав миндалекаменных базальтов, аналогичных породам бат–киммериджской толщи горы Острозубой.

Несколько южнее, по руч. Утро, пекульнейвеемская свита образована пакетом тектонических пластин, сложенных деформированными подушечными базальтами (часто высокомагнезиальными) и брекчий радиоляритов и кремнистых аргиллитов, в цементе которой установлен раннемеловой комплекс радиолярий. Завершается разрез свиты толщей туфогенных пород – туфосилицитов (с пластинами деформированных, расчлененных подушечных базальтов и яшмокарцитов), туфоалевролитов, псаммитовых туфов, здесь в прослое аргиллитов были обнаружены остатки валанжинских бухий [11]. В Южном блоке Пекульнейвеемского антиклинория, в правобережье р. Малая Веснованная, в составе пекульней-

веемской свиты преобладают базальтовые туфы и гиалокластиты, с прослоями подушечных базальтов (часто дезинтегрированных). Прослои туфогенных алевролитов включают линзы известняков, содержащих остатки бухий валанжинского возраста.

Таким образом, в строении свиты установлено присутствие двух типов глубокоководных кремнистых отложений, различающихся по возрасту и близости обстановки формирования к источникам терригенного материала [11, 19]. Радиоляриты первого типа, не имеющие терригенных и туфогенных компонентов, запечатывают типичный для центра быстрого спрединга разрез океанической коры – толщу подушечных базальтов, подстилаемых мощным горизонтом слоистых даек. Накопление глубокоководных отложений началось в байосе и продолжалось до киммериджа включительно. Фрагменты радиоляритов второго типа, в составе которых терригенный материал имеет более заметное влияние, локализованы на различных уровнях разреза более молодой части пекульнейвеемской свиты. Они датируются позднеюрскими–раннемеловыми группами радиолярий без привязки к ярусам. В этой части разреза свиты осадочные отложения представлены туфогенными и терригенными породами, линзовидными залежами известняков, содержащих останки макрофауны валанжинского возраста.

Разделение пекульнейвеемской свиты

Приведенные данные позволяют констатировать, что пекульнейвеемская свита состоит из двух комплексов PV-1 и PV-2, сменивших друг друга во времени и различающихся как по составу магматических пород и кремнистых отложений, так и по наличию ассоциирующих с вулканитами терригенных и туфогенных отложений.

Комплекс PV-1 включает горизонт диабазовых даек, толщу подушечных базальтов и перекрывающую базальты пачку радиоляритов и глинистых силицитов, датированных радиоляриями бата–киммериджа, образующие фрагмент океанической коры, магматические породы которой генерировались в центре быстрого спрединга не позже байосского времени [11]. Разрез комплекса PV-1 завершается толщей эдафогенных брекчий – индикаторов перерыва в накоплении океанических толщ.

Геохимические особенности вулканитов комплекса PV-1 изучены нами по 11 пробам базальтов, отобранных в разрезах гор Центральная и Острозубая. При небольших вариациях индекса магнезиальности ($mg\# = 0.46–0.58$) базальты PV-1 содержат 2–3% TiO_2 и на диаграмме $TiO_2–FeO^*/MgO$ проектируются в повышено–титанистую часть поля составов MORB (см. рис. 3, а).

Все изученные пробы базальтов проявляют особенности состава LREE, типичные для N-MORB, отношения $(La/Sm)_N < 1.00$ (границная величина для разделения N-MORB от E-MORB, по [30]). На диаграмме Th/Yb–Nb/Yb анализы базальтов PV-1 целиком проецируются в пределах океанического ряда MORB–OIB, что свидетельствует об отсутствии какого-либо проявления контаминации базальтовой магмы коровым материалом [41] (см. рис. 3, в).

Состав кремнисто-глинистых отложений позволяет предполагать их накопление в условиях удаленности от источников аллотигенного материала и на батиметрических уровнях, в основном превышающих уровень карбонатокомпенсации, т.е. в обстановке абиссали крупного океанического бассейна [11]. Дальнейшее накопление осадочного слоя могло продолжаться в процессе удаления рассматриваемого участка океанической плиты от центра спрединга, также в абиссальных условиях, в интервале времени от бата до конца киммериджа, судя по датировке “нижних” радиоляритов. Завершение формирования комплекса PV-1 маркируется накоплением эдафогенных брекчий.

Комплекс PV-2 образован как базальтами MORB-типа, так и более примитивными по составу Mg-базальтами ($MgO > 8\%$), местами пикробазальтами и пикритами, кремнисто-глинистыми отложениями, а также туфогенными породами (туфосилицитами, туфоалевролитами, туффитами). Наличие пикритоидов в составе пекульнейвеевской свиты было установлено нами в 1980 г. на западном склоне горы Центральной [19] и подтверждено затем Б.А. Марковским [10], повышенные содержания MgO установлены в базальтах валанжинского возраста из обнажений по руч. Утро. Поскольку комплекс PV-2 тектонически расчленен и перемещен на образования Осевой зоны, полная картина его строения проблематична. По-видимому, его основание слагали подушечные базальты, залегающие над эдафогенными брекчиями на южном отроге горы Острозубой и более полно представленные в разрезе по руч. Утро, где они перекрыты раннемеловыми радиоляритами [11]. Особенность базальтоидов комплекса PV-2, отличающая их от PV-1 – обогащенность магнием, появление в разрезах пикритоидов. По этим признакам они сближаются с вулканидами более молодой базальт-пикритовой формации готеривского возраста Осевой тектонической зоны, формировавшейся в стадии раскола Пекульнейской дуги (см. рис. 3, а). Верхние горизонты комплекса PV-2 сложены туфогенными отложениями, хорошо датированными фаунистическими останками валанжинского возраста. Кремнистые аргиллиты PV-2, в отличие от PV-1, содержат небольшую примесь терригенного материала.

Частью комплекса PV-2 являются гипабиссальные интрузии, силлы и дайки габбро-диабазов. Такие интрузии не типичны для быстрого спрединговой обстановки комплекса PV-1 [11]. Однако они характерны для океанической коры, формировавшейся в центрах медленного и крайнего медленного спрединга, когда плутонический и гипабиссальный комплексы представлены множеством небольших интрузивов, даек и силлов мафитов и ультрамафитов. По химическому составу габбро-диабазы близки к базальтам комплекса PV-2, отличаясь от пород PV-1 повышенными содержаниями MgO и пониженными ($< 1.6\%$) TiO_2 , и проявляют геохимическую идентичность с базальтами PV-2 (см. рис. 3, а, г).

СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНО-ПЕКУЛЬНЕЙСКОГО ТЕРРЕЙНА

Пекульнейско-Золотогорская орогенная система, окаймленная с севера близширотной Чукотской ветвью Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, претерпела на границе раннего и позднего мела масштабные правосдвиговые смещения и ее отдельные фрагменты существенно изменили свою первоначальную позицию [11, 15]. Поэтому близмеридиональное расположение террейнов хребта Пекульней является результатом латеральных перемещений и разворотов крупных блоков орогенного пояса.

Почти двухкилометровой мощности скопление фрагментов коры океанического типа, образующее Восточно-Пекульнейский террейн, представляет собой пакет тектонических покровов, шарьированных после готерива (скорее всего, в барреме–апте) на Западно-Пекульнейский террейн. По восточному краю породы пекульнейвеевской свиты в поздне меловое–раннетретичное время взброшены и надвинуты на терригенные толщи неоавтохтона [19]. Толщи PV-2 расположены на западном фронтальном фланге Восточно-Пекульнейского террейна, здесь они надвинуты на комплексы Западно-Пекульнейского террейна, главным образом на осадочно-вулканогенную толщу позднего палеозоя–триаса(?) с интрузивами плагиогранитов. Пластины комплекса PV-1 располагаются восточнее и занимают более высокую структурную позицию, они обнажены на возвышенных отрогах хребта и на его восточных склонах и надвинуты на более молодые толщи PV-2 и тектоно-гравитационного микстита.

Шарьирование фрагментов океанической литосферы началось не ранее конца валанжина, после завершения формирования комплекса PV-2, и было обусловлено фланговыми напряжениями в связи с растяжением и расколом Пекульнейской дуги в готериве. В барреме–апте, в процессе окончательного формирования покровной структуры, тектонические пластины Восточно-Пекуль-

нейского террейна были интенсивно деформированы, например, пакет надвиговых пластин в междуречье р. Сев. Пекульнейвеем—р. Двойная (в морфоструктуре горы Центральной) имеет синформное строение, осложненное разломами.

Если в пределах Восточно-Пекульнейского террейна преобладает запад—северо-западная вергентность крутопадающих тектонических пластин океанической коры, то на западном фланге Осевой зоны пластины комплексов Пекульнейской дуги (зеленосланцевого, пикрит-базальтового и тектонического меланжа) имеют противоположную (ВЮВ) вергентность (см. рис. 1). Вертикальные тектонические движения наиболее интенсивно проявлены в пределах восточного края Осевой зоны. Здесь по крутопадающим разломам подняты наиболее глубинные комплексы основания дуги — линейные блоки дунит-пироксенит-метагаббрового комплекса и метаморфических толщ неопротерозоя.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Дотитонский океанический комплекс

Возникает задача реконструкции палеогеодинамической обстановки генерации океанической коры, датирующейся в большом диапазоне времени — от байоса до валанжина, два главных геологических комплекса которой (PV-1 и PV-2) неодинаковы по составу пород и возрасту.

О.Л. Морозов [11] аргументировал представление о формировании всей байос—валанжинской кремнисто-вулканогенной последовательности пекульнейвеемской свиты в центре спрединга открытого океана. Данная аргументация, важная для реконструкции мезозойской геодинамической обстановки на севере Палео-Пацифика, представляется вполне обоснованной только для средне-позднеюрского (дотитонского) комплекса PV-1. Принадлежность базальтов комплекса PV-1 к коре Палеопацифика подтверждается новыми данными по их геохимической характеристике (см. рис. 3, в, г). Накопление крошащего базальты PV-1 нижнего горизонта кремнисто-глинистых отложений происходило в течение почти 20 млн лет (от байоса до кимериджа включительно) в обстановке открытого океана [11].

В сочетании с результатами петрографических и литологических исследований, это однозначно свидетельствует о принадлежности комплекса PV-1 к океанической коре N-MORB типа [11].

Комплексы PV-2 и Пекульнейской дуги

В позднеюрское—раннемеловое время к югу от окраины Западной Чукотки располагались энсиматические островодужные структуры Южно-Ануйского бассейна, отделявшегося от северо-за-

падного окончания Палео-Пацифика, как предполагается [2, 23], конвергентной границей. Южно-Ануйский бассейн представлял собой реликт Прото-Арктического океана, разделявшего в палеозое и раннем мезозое эпиконтинентальные пространства Колымо-Омолонской окраины Сибири от Чукотской окраины Арктики. В течение раннемелового времени литосфера Южно-Ануйского океана была поглощена в конвергентных границах с западной Чукоткой и Олойской окраиной Колымо-Омолонского континента [4, 23, 29].

Иная обстановка возникла на южной окраине Восточной Чукотки, где в титоне—валанжине формировался бассейн PV-2. При реконструкции геодинамической обстановки развития этого бассейна учитываются следующие особенности пород:

- появление в составе глинисто-кремнистых отложений комплекса PV-2 примеси терригенного материала;

- примитивный состав вулканических пород PV-2, развитие среди подушечных лав также и магнезиальных базальтов, пикро-базальтов и пикритов островодужного типа (обедненных по сравнению с внутриплитными океаническими пикрит-базальтовыми вулканиками калием и другими крупноионными литофильными элементами);

- развитие в верхних горизонтах комплекса PV-2 туфогенных отложений, известняков, наличие многочисленных остатков макрофауны;

- в обломочном материале туфоалевролитов, датирующихся валанжином, присутствуют вулканическое стекло, осколки плагиоклаза, обломки вулкаников основного, среднего и кислого состава [11].

Очевидно, что источником обломочного материала такого состава не могли быть породы комплекса PV-1.

В титоне начинается перестройка геодинамического режима и в зоне трансформного сближения океанического комплекса PV-1 с краем континентальной плиты формируется бассейн PV-2. Геохимические данные по магматическим породам комплекса PV-2 пока малочисленны. Тем не менее, с уверенностью устанавливается обедненность базальтоидов PV-2 (по сравнению с породами PV-1) титаном, железом, ниобием, что характерно скорее для окраинно-континентальных обстановок. Данные по составу и возрасту базальтов, кремнисто-глинистых и туфогенных отложений комплекса PV-2 указывают на его образование в зоне контакта между континентальной и океанической плитами, предположительно в начале титона.

В конце юры начинается генерация вулканических и плутонических пород Пекульнейской

дуги. Субдукция коры Палео-Пацифика в качестве основного фактора формирования Пекульнейской дуги (по [40]) представляется крайне маловероятной. Этому противоречит отсутствие в строении Восточно-Пекульнейского террейна (фрагмента океанической коры) комплексов-индикаторов длительного существования зоны субдукции — аккреционной призм, офиолитов и ассоциирующих с ними метаморфических пород. Субдукция среднеюрской океанической литосферы, остывшей за 20 млн лет дрейфа, не могла привести к быстрому проявлению магматической активности в пределах также давно остывшего раннемезозойского мантийного клина Палео-Пекульнейской дуги. При длительном (в течение 40 млн лет, от конца триаса до начала титона) отсутствии в пределах Пекульнейско-Золотогорской окраины регионально проявленных субдукционных процессов островодужный магматизм возобновляется при раскрытии в титоне бассейна PV-2. Наконец, только в пределах Пекульнейского сегмента проявились как интенсивный надсубдукционный магматизм дуги, так и генерация мафитов PV-2. В других сегментах орогена, при отсутствии толщ PV-2, надсубдукционный магматизм проявлен значительно слабее [11].

Обстановка сочленения пекульнейских террейнов (граница скольжения)

Новая интерпретация позднеюрской геодинамической обстановки формирования террейнов Пекульнея может быть разработана на основе представлений об энсиалической (окраинно-континентальной) природе фундамента Пекульнейской дуги и окраинно-чукотской, но не меж океанской, локализации всего Пекульнейско-Золотогорского подвижного пояса. Начиная с титона и в течение всего раннего мела геологическая история обоих террейнов Пекульнея оказывается взаимосвязанной и указывает на обстановку сложного сочетания процессов, характерных как для границ скольжения, так и для зон субдукции (табл. 1).

Альтернативой предположению о субдукции океанической плиты Пацифика является концепция границы скольжения и магматической активности в зоне трансформного разлома. Для позднеюрского—раннемелового времени это согласуется с разработанной Г.Е. Некрасовым [15] геодинамической моделью, согласно которой начиная с позднего палеозоя и в течение всего мезозоя южный край Чукотского массива представлял собой трансформную границу Арктического континента.

Новым для данного региона является представление о магматизме в зоне трансформного разлома. В некоторых границах скольжения, образованных трансформными разломами типа

дуга—дуга и дуга—хребет, направление движения плит не вполне параллельно их краям — в таких участках границы скольжения возможно расхождение блоков литосферы с образованием между взаимопараллельными трансформными разломами коротких ортогональных центров спрединга [9, 37]. В результате в пределах трансформной границы формируется полоса новой коры океанического типа. Для магматизма таких обстановок типичны базальты MORB-типа, высокомагнетизальные базальты, иногда и пикриты [36, 38, 42]. Современными примерами границ скольжения с новообразованным центром спрединга являются структуры Калифорнийского залива, Карибской трансформной границы (Кайманов центр спрединга), Андманского моря.

Имеющиеся данные позволяют предполагать, что тектонический комплекс Пекульнейско-Пацифической границы в титоне—валанжине представлял собой зону трансформного разлома, включающую также центр спрединга, генерировавший молодую океаническую кору PV-2.

Представление о трансформной границе между пекульнейским террейнами позволяет также объяснить квази-одновременное развитие магматизма PV-2 и Пекульнейской дуги. Субдукция в пределах Пекульнейского сегмента была функционально связана с формированием в титоне бассейна с корой PV-2. Помимо позднеюрского—раннемелового времени формирования магматических комплексов PV-2 и Пекульнейской дуги, можно указать также и геохимические данные, объединяющие базальтовый магматизм двух комплексов. Присутствие в составе вулканических толщ PV-2, Пекульнейской дуги и блока Ворон (т.е. в строении Восточного и Западного террейнов) некоторого количества базальтов MORB-типа, близких между собой по индикаторным геохимическим параметрам FeO^*/MgO (0.7–1.5), TiO_2 (0.6–1.6), Nb (0.5–1.5 ppm), Ba/La (5–20), может свидетельствовать о существовании в титоне—валанжине магматических источников, контролировавшихся единой тектонической структурой — зоной трансформного разлома (см. рис. 3, б, г).

Динамические аспекты проявления субдукции в зонах границ скольжения изучены для многих регионов их развития [5, 28, 31]. Процессы магматизма PV-2 и Пекульнейской дуги, датируемые палеонтологическими данными как позднеюрские—раннемеловые, протекали в большом интервале времени, длительностью в 18 млн лет [33]. Они могли породить андерплейтинг и субдукцию горячей литосферы, т.е. генерацию как базальтов MORB-типа в обоих террейнах, так и известково-щелочных магматитов островодужного комплекса.

Таким образом, модель магматической активности и генерации субдукции в зоне трансформ-

Таблица 1. Корреляция тектонических событий Западно-Пекульнейского и Восточно-Пекульнейского террейнов в J₂–K₁

Стратиграфическая шкала		Западно-Пекульнейский террейн	Восточно-Пекульнейский террейн
Система, отдел	Ярус	Тектонические зоны титона – конца раннего мела	
	Альб	Западная зона	Восточная зона
K ₁	Апт	Образование меланжа с метапикрит-метабазальтовым матриксом	Накопление неовохтона
	Баррем	Накопление олистостромовых толщ	Формирование покровной структуры, дивертикуляция разреза океанической коры – шарьирование комплекса PV-2 на структуры Осевой зоны, комплекса PV-1 на PV-2
	Гогерив	Обособление тектонической зоны	
		<i>Транспрессия, начало закрытия интрадугового бассейна</i>	
		Расслоенные габбро Базальт-пикритовый магматизм в интрадуговом бассейне	Накопление тектоно-гравитационного микстита
	<i>Раскол дуги, раскрытие бассейна пулл-апарт</i>		Деламинация океанических комплексов
J ₃	Валанжин	Вулкано-плутонический магматизм дуги	Интрузии габбро-диабазов
	Берриас	Заложение Пекульнейской дуги на трансформной континентальной окраине Магматический андерплейтинг	Генерация вулканитов, “верхних” радиоларитов и туфогенных отложений комплекса PV-2
	Титон	<i>Транстенсия, магматизм в зоне трансформного разлома (заложение бассейна PV-2)</i>	
J ₂	Киммеридж	Признаки лишь слабой эндогенной активности	Дрифтинг океанической коры, накопление “нижних” радиоларитов в байосе-киммеридже, трансформное сочленение со структурами Палео-Пекульнейской дуги
	Оксфорд		
	Келловей		
	Бат		
	Байос		Генерация базальтов и слоистых даек комплекса PV-1 в аалене(?) – байосе в центре спрединга Палео-Пацифика

ного разлома позволяет реконструировать обстановку формирования комплекса PV-2 в структурной близости с континентальным блоком, объяснить квази-синхронность с комплексами Пекульнейской дуги, появление терригенных компонентов в тонкообломочных отложениях, примитивный состав лав с развитием низкокальциевых пикритовидов островодужного типа.

С завершением субдукции возрастает интенсивность динамики зоны трансформного разлома, нарастают деформации пулл-апарт. Последующее наращивание напряжений в готериве привело к расколу дуги и образованию внутридугового пулл-апартного бассейна с мощным кратковременным базальт-пикритовым магматизмом [11]. Ag–Ag датировка габброидов Светлореченского массива в 127–129 млн лет показывает, что эндогенные процессы, порожденные расколом дуги в готериве, продолжались до баррема включительно [17]. Кардинальное изменение геодинамической обстановки с окончательным прекращением активности Пекульнейской дуги связано с баррем–аптскими и раннеальбскими орогеническими движениями, завершившими формирование поздних мезозойд северо-восточной окраины Азии [21, 23].

Региональные аспекты модели границы скольжения

Возможность реконструкции позднеюрской–раннемеловой геодинамической обстановки в северо-восточном углу Палео-Пацифика пока не имеет однозначного решения. В наиболее распространенных схемах Пекульнейская дуга представлена как интраокеаническая (энсиматическая) надсубдукционная структура, разделяющая Южно-Аньюйский океанический бассейн и плиту Фараллон, с вергентностью в сторону Пацифика, и продолжающая по простиранию Удско-Мургальскую энсиалическую дугу [11, 20, 40, 43] (рис. 4, а). Однако представление об Удско-Мургальской принадлежности Пекульнейской энсиматической дуги не согласуется с эпиконтинентальной природой Западно-Пекульнейского террейна; указанная модель не объясняет гетерогенное-гетерохронное строение Восточно-Пекульнейского террейна и обстановку формирования комплекса PV-2.

Из модели Пекульнейско-Золотогорской границы скольжения следует, что общая картина геодинамики северо-западной окраины Палео-Пацифика в титонское–раннемеловое время характеризовалась, с одной стороны, близортгоналным сближением тихоокеанских плит с Колымо-Омолонским эпиконтинентальным пространством (с формированием Удско-Мургальского супрасубдукционного ансамбля, по [43]), с другой – их латеральным перемещением вдоль границы скольжения по южному краю Восточной

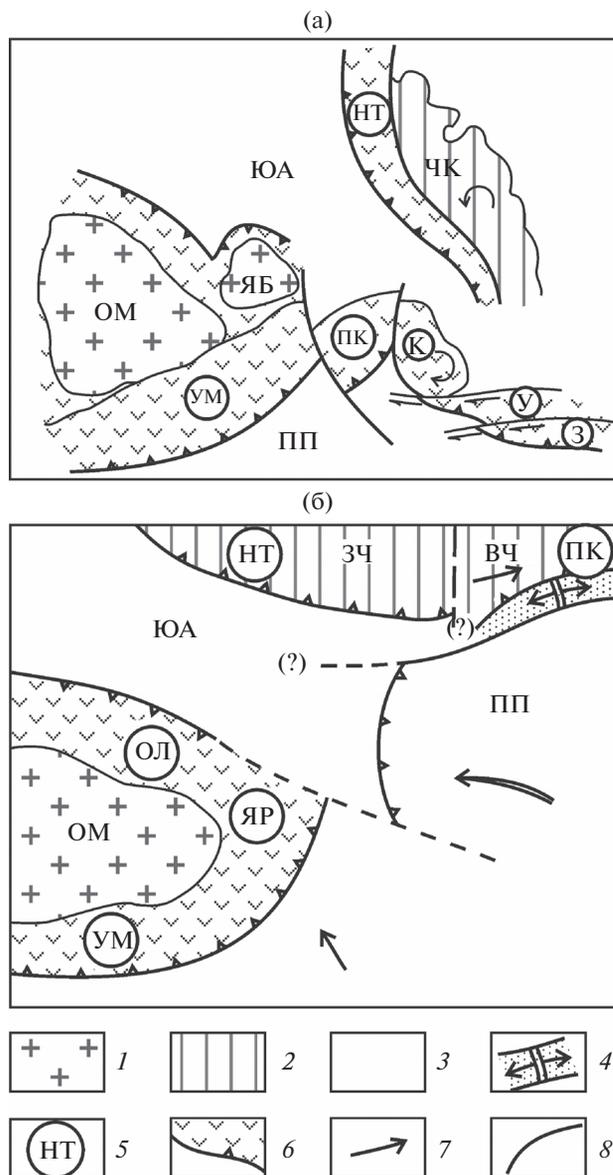


Рис. 4. Палеогеодинамические схемы северо-западной окраины Тихоокеанского подвижного пояса в поздней юре–готериве. (а) – Реконструкция палеогеодинамической обстановки, по [11]; (б) – схема геодинамической обстановки (по полученным данным). Обозначено: ОМ – Омолонский кратонный террейн; ЯБ – Яблонский массив; ЗЧ – Западная Чукотка, ВЧ – Восточная Чукотка; океанические бассейны: ПП – литосфера Палео-Пацифика и окраинно-океанических бассейнов, ЮА – Южно-Аньюйский – отмирающий реликт Прото-Арктического океана, по [23]; островные дуги: УМ – Удско-Мургальская, ПК – Пекульнейская, ОЛ – Олойская, ЯР – Яракваамская, НТ – Нутесинская. 1 – кратонный террейн; 2 – Чукотский террейн континентальной окраины; 3 – океанические бассейны; 4 – центр спрединга и океаническая кора комплекса PV-2, генерированные в зоне границы скольжения; 5 – островные дуги; 6 – зоны субдукции и островодужные системы; 7 – предполагаемые направления движения плит; 8 – трансформные разломы

Чукотки. Позднеюрская—раннемеловая Пекульнейско-Золотогорская трансформная граница предположительно являлась одним из участков региональной границы скольжения, контролирующей зону конвергенции между плитой Фараллон и реликтовым Южно-Аньюским океаническим бассейном. Если это так, то на палинспастических реконструкциях средне-поздне-мезозойскую границу между внутренним (Южно-Аньюским) и внешним Палеопацифическим (т.е. реликтом Панталассы) океаническими бассейнами можно провести по межокеанской зоне субдукции, но с вергентностью в сторону внутреннего бассейна в соответствии с современными аналогами геодинамических обстановок — зонами субдукции Малых и Южных Антил [27] (см. рис. 4, б).

ВЫВОДЫ

1. Восточно-Пекульнейский терреин определен как аккрецированный терреин океанической коры, сопряженный с Западно-Пекульнейским террейном дуги континентальной окраины Восточной Чукотки. В составе Восточно-Пекульнейского террейна отсутствуют комплексы аккреционной призмы, офиолитов, высокобарических — низкотемпературных метаморфических пород, типоморфные для образований субдукционной зоны.

2. Кремнисто-базальтовые толщи Восточно-Пекульнейского террейна разделяются на два разновозрастных комплекса, различающихся по особенностям петрографического и геохимического состава пород вулканогенных и осадочных последовательностей. Комплекс PV-1 (байосская океаническая кора Палео-Пацифика) сложен диабазами и подушечными базальтами N-MORB типа, обогащенными TiO_2 и Nb, и перекрыт кремнисто-глинистыми отложениями байоса—кимериджа. Комплекс коры океанического типа PV-2 отличается развитием в толще подушечных лав базальтов MORB-типа, обедненных TiO_2 и Nb, магнезиальных базальтов, пикритоидов, туфогенных и карбонатных пород. Данный комплекс датируется радиоляриями поздней юры—раннего мела и макрофауной валанжина.

3. Формирование комплекса PV-2 происходило после трансформного сочленения океанической плиты PV-1 с окраиной микроконтинента (начиная с титона) в бассейне с корой океанического типа, раскрывшемся в пределах границы скольжения между Восточной Чукоткой и Палео-Пацификом.

4. В титоне—валанжине, в непосредственной близости к бассейну генерации комплекса PV-2, на окраине Чукотского микроконтинента формировался вулcano-плутонический комплекс Пекульнейской дуги. Большинство магматиче-

ских пород энсиалической дуги относятся к геохимическим сериям IAT и CA, однако обильно представлены и базальты MORB-типа, близкие по составу к породам комплекса PV-2. Это обстоятельство позволяет предполагать, что ранний базальтовый магматизм обоих террейнов контролировался единой тектонической структурой — зоной трансформного разлома. Формирование Пекульнейской дуги, скорее всего, обусловлено процессами субдукции молодой и горячей коры бассейна PV-2 под окраину Восточной Чукотки.

Благодарности. Автор благодарен рецензенту проф. С.Д. Соколову (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за подробный критический анализ статьи.

Финансирование. Работа выполнена в Геологическом институте РАН с финансированием исследований по программе государственного задания по теме № 0135-2019-0020 “Эволюция складчатых поясов обрамления Сибирской платформы в докембрии и фанерозое и их возможная связь с палеоструктурами Урала и Корякии”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Базылев Б.А., Леднева Г.В., Ишиватару А.* Высокобарические ультрамафиты в нижнекоревых породах Пекульнейского комплекса, Центральная Чукотка. Ст. 2. Внутреннее строение блоков комплекса и тел ультрамафитов, геологическая и геодинамическая обстановка формирования пород // Петрология. 2013. Т. 21. № 4. С. 372–378.
2. *Ватрушкина Е.В., Тучкова М.И., Соколов С.Д.* Позднеюрский—раннемеловой надсубдукционный вулканизм Чукотского террейна // Геотектоника. 2019. № 6. С. 78–91.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. — Под ред. А.И. Ханчука — Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
4. *Горячев Н.А.* Олойский вулканический пояс (поздняя юра—ранний мел). — В кн.: *Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России.* — Под ред. А.И. Ханчука — Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 259–260.
5. *Дубинин Е.П.* Трансформные разломы океанической литосферы. — М.: МГУ, 1987. 181 с.
6. *Жуланова И.Л., Перцев А.Н.* О гетерогенности мафит-ультрамафитовых массивов хребта Пекульней (Анадырско-Корякская складчатая система) // Зап. Всесоюз. Минерал. Общ.-ва. 1988. Т. 117. № 3. С. 276–293.
7. *Захаров В.А.* Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1 : 200000. Серия Анадырская. Лист Q-60-XIII, XIV. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1979.
8. *Кайгородцев Г.Г.* Офиолитовые формации хребта Пекульней. — Мат-лы конф. по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. — Магадан: Книжное издательство, 1961. Вып. 15. С. 93–104.
9. *Кохан А.В., Дубинин Е.П., Курбатова Е.С.* Проявление ультрамедленного спрединга в трансформных

- сдвига-раздвиговых зонах // Вестн. КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. Вып. 30. 2016. № 2. С. 16–28.
10. Марковский Б.А., Богданов Г.В. Провинция ультрамафических вулканитов хребта Пекульней (Северо-Восток СССР) // Советская геология. 1985. № 6. С. 117–126.
 11. Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. — М.: ГЕОС, 2001. 201 с.
 12. Некрасов Г.Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь) // Доклады АН СССР. 1978. Т. 238. № 6. С. 1433–1436.
 13. Некрасов Г.Е. Комплексы зоны раздела кора-мантия континентальных и переходных структур и вопросы вертикальной аккреции континентальной литосферы — В сб.: *Вертикальная аккреция земной коры: факторы и механизмы.* — Под ред. М.Г. Леонова — М.: Наука, 2002. С. 237–267.
 14. Некрасов Г.Е. Фанерозойские гранулиты хребта Пекульней. — В сб.: *Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя.* — СПб.: ИП Каталкина, 2007. С. 231–234.
 15. Некрасов Г.Е. Трансформная модель тектоники Верхояно-Чукотских мезозойд // ДАН. Науки о Земле. 2019. Т. 489. № 4. С. 56–60.
 16. Некрасов Г.Е., Журавлев Д.З. Sm–Nd изотопная система в породах нижней коры южной части хребта Пекульней (поздние мезозойды Чукотки) // ДАН. 2000. Т. 372. № 3. С. 373–377.
 17. Паланджян С.А., Лэйер П.У., Паттон У.У., Ханчук А.И. Геодинамическая интерпретация ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировок офиолитовых и островодужных мафитов и метамафитов Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 2011. № 6. С. 72–87.
 18. Паланджян С.А., Хаясака Я. Новые данные по раннемезозойскому магматизму Пекульнейско-Золотогорской островодужной системы (крайний Северо-Восток Азии): SHRIMP U–Pb датирование цирконов из плагиогранитов хребта Пекульней // ДАН. 2015. Т. 464. № 1. С. 80–84.
 19. Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д. Тектоника и офиолиты хребта Пекульней (Чукотка) // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 31–39.
 20. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
 21. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. — М.: Наука, 1992. 182 с.
 22. Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
 23. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лэйер П. Тектоника Южно-Аннуйской сuture (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
 24. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина — М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
 25. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. — М.: Недра, 1988. 264 с.
 26. Филимонов М.В. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Лист Q-60-XIX. — Анадырь. — Под ред. Г.Г. Кайгородцева — СПб: ВСЕГЕИ, 1966.
 27. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. — М.: Научный мир, 2001. 606 с.
 28. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы. — В сб.: *Вулканизм и геодинамика.* — Мат-лы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии (Петропавловск-Камчатский, Институт вулканологии и сейсмологии, 22-27 сент. 2009). — Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. Т. 1. С. 32–37.
 29. Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tuckova M.I. Tectonic evolution of the Mesozoic Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // Geosphere. 2015. Vol. 11. No. 5. P. 1530–1564.
 30. Arevalo R.(Jr), McDonough W.F. Chemical variations and regional diversity observed in MORB // Chem. Geol. 2010. Vol. 271. P. 70–85.
 31. Casey J.F., Dewey J.F. Initiation of subduction zones along transform and accreting plate boundaries, triple junction evolution, and forearc spreading centers — implications for ophiolite geology and obduction — In: *Ophiolites and oceanic lithosphere*, — Ed. by I.P. Gass, S.J. Lippard, A.W. Shelton, (London Geol. Soc. Spec. Publ. 1984. Vol. 13). P. 269–290.
 32. Casey J.F., Elton D.L., Siroky F.X., Karson J.A., Sullivan J. Geochemical and geological evidence bearing on the origin of the Bay of Island and Coastal complex ophiolites of western Newfoundland // Tectonophysics. 1985. Vol. 116. P. 1–40.
 33. GSA Geologic Time Scale. — URL: <https://www.geosociety.org/documents/gsa/timescale/timescl.pdf> (Accessed July 2, 2020).
 34. Ishiwatari A., Ledneva G.V., Bazilev B.A., Hayasaka Y., Palandzhyan S.A., Morozov O.L., Koizumi K., Stcherbakov V.D., Sokolov S.D. Garnet metagabbro-ultramafic complexes in the Pekulney Range, Northeast Russia // Island Arc. 2007. Vol. 16. P. 1–3.
 35. Ishiwatari A., Yanagida Y., Li Y.-B. et al. Dredge petrology of the boninite- and adakite-bearing Hahajima Seamount of the Ogasawara (Bonin) forearc: An ophiolite or a serpentinite seamount? // Island Arc. 2006. Vol. 15. Is. 1. P. 102–118.
 36. Karson J.A., Elton D.L., DeLong S.E. Ultramafic intrusions in the Lewis Hills massif, Bay of Island ophiolite complex, Newfoundland: Implications for igneous processes at oceanic fracture zones // GSA Bull. 1983. Vol. 94. No. 1. P. 15–29.
 37. Lodolo E., Coren F., Ben-Avraham Z. How do long-off-set oceanic transforms adapt to plate motion changes? The example of the Western Pacific-Antarctic plate boundary // J. Geophys. Res. 2013. Vol. 118. No. 3. P. 1195–1202.
 38. Murton B.J. Anomalous oceanic lithosphere formed in a leaky transform fault: evidence from the Western Li-

- masol Forest Complex, Cyprus // *J. Geol. Soc. London*. 1986. Vol. 143. Is. 5. P. 845–854.
39. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al.* Circum-North Pacific Tectono-Stratigraphic Terrane Map / U.S. Geol. Surv. Open-File Report 94-714. 1994. 210 p.
40. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D.W., and Fujita K.* Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific, (U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 2000. No. 1626). P. 123.
41. *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. Vol. 100. P. 14–48.
42. *Perfit M.R., Fornari D.J., Ridley W.I., Kirk P.D., Casey J., Karstens K.A., Reynolds R., Edwards M., Desmonie D., Shuster R., Paradis S.* Recent volcanism in the Siqueiros transform fault: picritic basalts and implications for MORB magma genesis // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1990. Vol. 141. Is. 1–4. P. 91–108.
43. *Sokolov S.D., Tuchkova M.I.* Mesozoic tectono-stratigraphic terranes of the Koryak-Chukotka region. – In: *Late Jurassic margin of Laurasia: A record of faulting accommodating plate rotation* – Ed. by T.N. Anderson, A.N. Didenko, C.L. Johnson, A.L. Khanchuk, J.F. (Jr.) MacDonald, (GSA Spec. Pap. 2015. Vol. 513). P. 46–481.
44. *Zhulanova I.L.* Layered gabbroids of the Pekulnei Ridge, Chukotka, northeastern Russia: geology, petrography, age, and geodynamics. – In: *Volcanoes – Geological and geophysical setting, theoretical aspects and numerical modeling, applications to industry and their impact on the human health*. – Ed. By G. Aiello, (Intech Open. 2018. No. 1). P. 93–129.

East Pekulney Terrane of the Oceanic Crust (Extreme Northeast Asia, Russia): A Fragment of the Late Jurassic–Early Cretaceous Slip Boundary between Paleo-Pacific and Chukotka Microcontinent

S. A. Palandzhyan*

Geological Institute RAS, bld. 7, Pyzhevskii per., 119017 Moscow, Russia

**e-mail: sapaland@mail.ru*

The West Pekulney terrane of the continental margin arc is conjugated with the East Pekulney terrane of the oceanic crust, the siliceous-volcanogenic strata of which (Pekulneyveemskaya Formation, PV) are divided into two complexes. The first PV-1 complex includes a dike series, pillow basalts with increased Nb, TiO₂ and FeO*/MgO ratios, siliceous-clayey deposits dating from the Bajocian–Kimmeridgian time interval. The second complex PV-2 – its pillow basalts belong to the low-titanium group of the N-MORB type, they are characterized by low Nb contents and are combined with magnesian basalts and picrite-basalts, tuffaceous rocks of basic composition. The siliceous-argillaceous deposits of the PV-2 complex are dated by the Late Jurassic–Early Cretaceous radiolarian accumulations and the Valanginian macrofauna, which contain an admixture of terrigenous material and detritus of medium and felsic volcanic rocks; show signs of generation near the source of allochthonous material. New data on the geology and geochemical composition of the pillow basalt strata confirm the formation of the PV-1 complex in the center of the Paleo-Pacific spreading. The compositions and dating of rocks of the PV-2 complex indicate its generation in the Tithonian–Valanginian in the zone of conjugation of the oceanic plate with the Pekulney–Zolotogorsk margin of the Chukchi continent. The formation of the PV-2 complex immediately after the convergence of the Paleo-Pacific Plate (PV-1) with the continental margin is explained by the generation of a young PV-2 oceanic crust in the spreading center, formed in the transform fault zone. In the Tithonian–Valanginian, on the Pacific margin of Eastern Chukotka, the Pekulney arc formed, which magmatic complexes include, in addition to rocks of the IAT and CA series, low-Ti MORB-type basalts, similar in composition to some part of PV-2 basalts. It is likely that a single tectonic structure existed in the Tithonian–Valanginian that controlled the basaltic magmatism of both terranes; that structure could be a transtensional segment of the transform fault zone. The synchronous development of the Pekulney arc and PV-2 complexes and the geochemical correlation of basalts indicate that the Tithonian–Valanginian subduction within the Pekulney segment is caused by the opening of the PV-2 basin in the transform fault zone and subduction of young oceanic crust beneath the Eastern Chukotka margin.

Keywords: Eastern Chukotka, oceanic crust terrane, transform fault, plate slip boundary, subduction of the young lithosphere

СТАНОВЛЕНИЕ И ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ КАК СЕГМЕНТА АТЛАНТИКО-АРКТИЧЕСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

© 2021 г. Н. П. Чамов*

Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

**e-mail: nchamov@yandex.ru*

Поступила в редакцию 29.08.2020 г.

После доработки 14.06.2021 г.

Принята к публикации 15.07.2021 г.

В статье приводится обзор существующих данных и представлений о строении Атлантико-Арктической рифтовой системы, наиболее молодым сегментом которой является Западная Арктика. Главными свойствами этой системы являются направление ее развития в сторону Северного полюса, субмеридиональная ориентировка рифтов, рассечение их широтными разломами и преимущественно левосдвиговое смещение отдельных сегментов. Предполагается, что подобное строение отражает закономерности распределения литосферных масс под влиянием ротационного фактора. Их стремление к равновесному положению относительно оси вращения реализуется за счет движений по направлению к экватору и вдоль него. Эти процессы обеспечивают рост рифтовой системы, однако движущих сил для ее дальнейшего развития после достижения полюса не выявлено. Предложена аналоговая модель последовательного обособления сегментов в растущей рифтовой системе.

Ключевые слова: Атлантика, Арктический регион, Западная Арктика, рифтовая система, магматическая провинция, трансформный разлом, спрединг

DOI: 10.31857/S0016853X21050039

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к Западной Арктике обусловлен ее двойственным положением. С одной стороны она является неотъемлемой частью Арктического региона. В то же время, она служит наиболее молодым звеном цепи рифтогенных структур, в которых хребет Гаккеля является продолжением Срединно-Атлантического хребта. Соответственно, происходящие в ней процессы должны определяться закономерностями развития, как Арктики, так и Атлантики.

К настоящему времени установлены многие закономерности развития Атлантической рифтовой системы, общее продвижение которой складывалось из частных событий утонения и разрыва литосферы. Так, выраженное в современной структуре диахронное раскрытие Норвежско-Гренландского моря инициировалось в изначально изолированных спрединговых центрах [96]. В плане растущая рифтовая система имеет характерную веерообразную форму, поскольку отдельные участки спрединга, находясь в активной фазе, стремились к локальному полюсу Эйлера [96]. Сходная картина отмечена и для Евразийского бассейна, где большее раскрытие его Гренландского фланга привело к разрыву и пространственному разоб-

щению изначально единого вулканического поднятия Моррис Джессуп – плато Ермак [62, 23].

Специфические очертания береговых линий Атлантики и относительная доступность для изучения сделали ее полигоном для апробации представлений о закономерностях деструкции континентальной литосферы, наследования новыми образованиями древних структурных планов, причинно-следственных соотношений рифтогенеза и магматизма. В этом ряду с середины прошлого века Северная Атлантика считалась характерной областью реализации цикла Вильсона [149]. Однако, основанный на современных данных комплексный анализ влияния состава мантии, неоднородностей нижней коры, положения орогенных поясов и крупных сдвиговых зон на характер рифтогенеза при деструкции континентального массива показал, что появление океанов является процессом более сложным, чем простое “расстегивание” (“unzipping”, по образному выражению авторского коллектива) континентальной авторского коллектива) континентальной сутур [137]. Авторы пришли к выводу, что, хотя коллапс орогенного пояса и возможный переход в новый океан действительно происходит, это ни в коем случае не является неизбежным. Пусть развитие Северной Атлантики и следовало в об-

ших чертах ориентировке каледонского орогена, архейско–палеопротерозойские структуры также влияли на фрагментацию континентальной коры. Траектория итоговой рифтовой системы (в том числе отрезков Срединно-Атлантического хребта) определялась активным полем напряжений и положением более глубоких структур сдвига литосферного масштаба [137].

Современная структура Арктического региона в целом формировалась за счет распада некогда единого массива континентальной литосферы – Гиперборейской платформы [71] или Арктиды [28, 39, 64]. Крупномасштабные сдвиговые процессы сопутствовали разным этапам развития региона [12, 41]. На этом единство мнений заканчивается и представления о частных эпизодах геологической истории сильно разнятся.

Разнообразие существующих гипотез, зачастую диаметрально противоположных и построенных на ряде допущений, отражает явную недостаточность надежных геолого-геофизических данных. Помимо труднодоступности самой территории и редкой сети наблюдений, в ряде случаев вскрывается недостоверность информации, полученной, казалось бы, вполне апробированными методами. Так, комплексный анализ геолого-геофизических материалов позволил выявить слабые стороны в методических приемах интерпретации магнитометрических данных. Оказалось, что в силу несовершенства метода идентификации и датировки линейных магнитных аномалий, серьезному пересмотру подлежат основанные на них хроностратиграфические оценки [16]. Критический подход к выделению линейных магнитных аномалий в пределах Евразийского бассейна показал, что они не являются непрерывными, а сегментированы и приурочены к дискретным вулканическим хребтам [23]. Как следствие, невозможность определения точного возраста хребта Гаккеля, считающегося главной спрединговой структурой Западной Арктики, влечет за собой пересмотр устоявшихся схем последовательности геологических событий в регионе.

Общей непротиворечивой концепции развития Арктики пока не существует. Сложность разработки такой концепции заключается еще и в необходимости увязки геологической истории Арктики с закономерностями развития смежных регионов. В этом ключе особое когнитивное значение приобретают трансрегиональные структуры, такие как Атлантико-Арктическая рифтовая система. Протягиваясь в меридиональном направлении на расстояние около 18 тыс. км, она проявляет единые закономерности развития во всех сегментах своей структуры. Поскольку нет оснований предполагать, что в Арктической части рифтовая система планетарного масштаба вдруг изменит свои свойства, Западная Арктика

является важным объектом исследования как область наложения процессов, присущих тектонически различным областям.

Целью статьи является выявление региональных закономерностей строения Атлантико-Арктической рифтовой системы и их обобщение в рамках непротиворечивой системы представлений. Исследование основано на анализе геологической литературы и результатах работ автора в составе морских экспедиций НИС “Академик Николай Страхов” в Экваториальной и Северной Атлантике, а также береговой обработке сейсмических материалов по Баренцевому морю и котловине Нансена.

Статья содержит обзор мнений и данных по строению сегментов Атлантико-Арктической рифтовой системы и литосферы областей, влиявших на ее развитие. Приведены результаты обобщения рассмотренных данных и предложена аналоговая модель развития крупных рифтовых систем.

АТЛАНТИКО-АРКТИЧЕСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА

Атлантико-Арктическая рифтовая система (ААРС) представляет собой протяженную (около 18 тыс. км) композитную тектоно-седиментационную область, все части которой имеют сходный механизм образования и меняющиеся по мере развития спрединга обстановки седиментации (рис. 1).

Структурная организация ААРС

Атлантико-Арктическая рифтовая система включает Срединно-Атлантический хребет и хребет Гаккеля, являющийся главной рифтогенной структурой Западной Арктики. В плане рифтовая система имеет сложную конфигурацию. В своей южной части она отклоняется от меридионального направления к западу в диапазоне от 0° до 50° з.д., а в северной части оси спрединга в целом мигрируют к востоку (см. рис. 1).

Вдоль простирания рифтовая система разбита многочисленными трансформными разломами, которые присутствуют как в виде одиночных поперечных структур, так и в виде полиразломных образований или мегатрансформ [37, 49, 54, 66, 72, 94, 139 и др.].

Смещения по разломам сильно варьируют по амплитуде, однако в целом приводят к разделению рифтовой системы на отдельные сегменты. В данной статье крупные трансформные разломы, отделяющие сегменты ААРС, обозначены как демаркационные. Большие латеральные смещения по демаркационным разломам установлены в экваториальном сегменте Атлантики (груп-

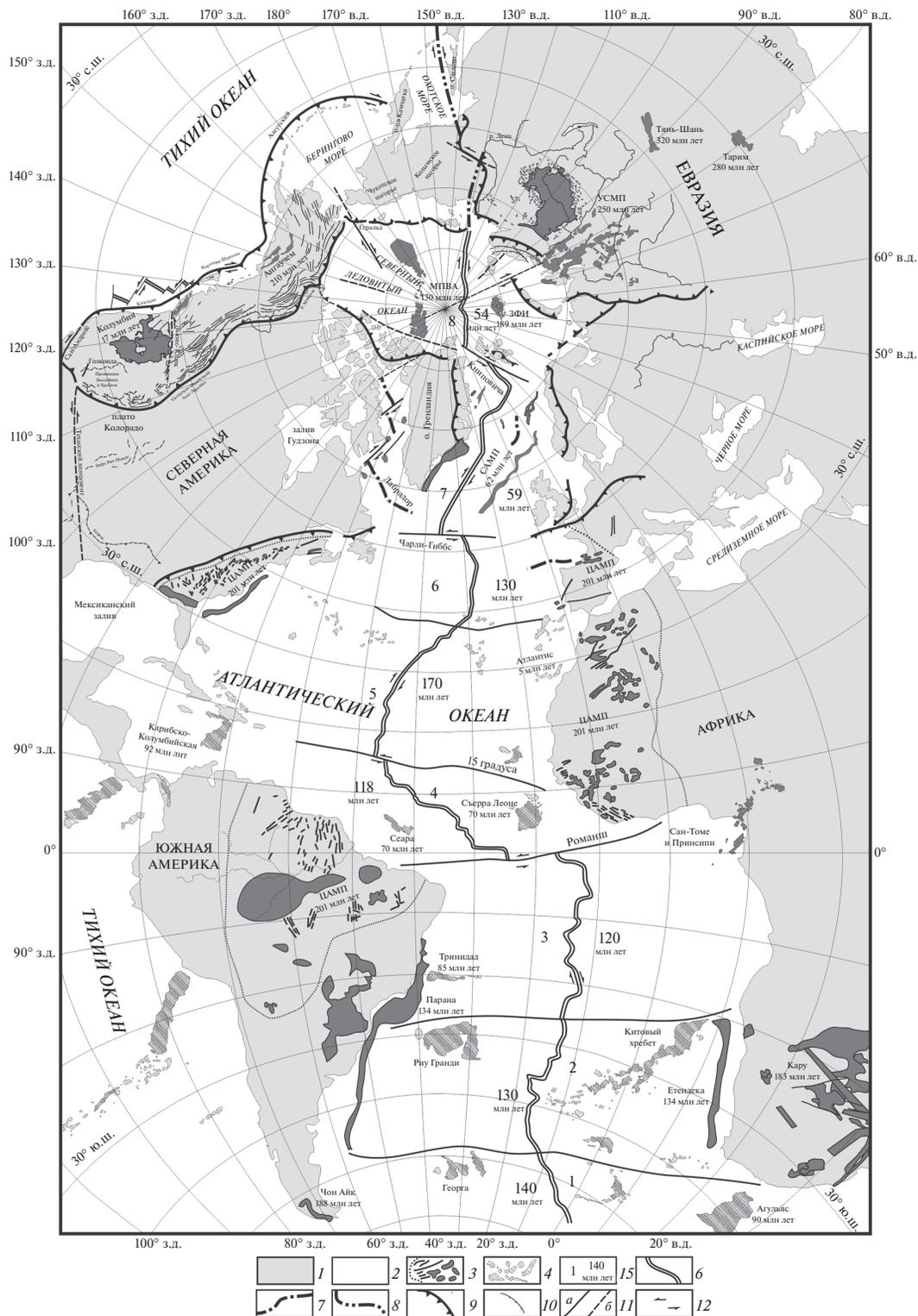


Рис. 1. Схема строения Атлантико-Арктической рифтовой системы в проекции Хотина (по данным [36, 78, 84, 93, 96, 101, 112, 118, 123, 124, 125, 137, 140, 148 и др.]).

Магматические провинции (МП): ЦАМП – Центрально-Атлантическая; САМП – Северо-Атлантическая; МПВА – Высокой Арктики; УСМП – Урало-Сибирская; КАРУ – Кару-Антарктическая.

1 – суша; 2 – акватории; 3–4 – магматические провинции и время начала их формирования: 3 – доспрединовые, 4 – синспрединовые; 5 – номер сегмента ААРС и время начала его раскрытия; 6–7 – спрединговые хребты: 6 – активные, 7 – отмершие; 8 – линия рифтогенеза и повышенной сейсмичности; 9–10 – надвиги: 9 – региональные, 10 – локальные; 11 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – сдвиги

па разломов Романш – Сан-Паулу с юга и $15^{\circ}20'$ с севера с общей амплитудой смещения около 3300 км), между Западной Арктикой и Северной Атлантикой (рифты Мона и Книповича с общей амплитудой смещения около 950 км) и полиразломной системе Чарли-Гиббс с амплитудой смещения около 350 км [45, 49, 54, 67, 80, 139, 144 и др.].

К демаркационным разломам приурочены проявления сейсмичности с максимальным энерговыделением и реализацией сдвигового механизма [10, 24, 140]. При этом переход от Атлантических сегментов к Арктическому обнаруживает наиболее глубинное заложение дизъюнктивных нарушений (сейсмические события глубже 35 км). Вблизи третьего по величине широтного смещения ААРС – трансформного разлома Чарли Гиббс, обладающего одним из максимумов суммарного сейсмического момента, наблюдается инверсия полускоростей к югу от разлома с западного на восточное. Такое кинематическое соотношение полускоростей, рассчитанных по магнитным данным, должно усиливать латеральное смещение оси ААРС и инициировать повышенный сейсмический фон [10].

Кроме того, анализ отношения сейсмических скоростей V_p/V_s в мантии по данным сейсмотомографии показал, что “холодные” аномалии в мантии в интервале глубин от 300 до 600 км приурочены именно к областям пересечения ААРС демаркационными разломами [53]. Эти аномалии трактуются в рамках термальной интерпретации аномалий скоростей и соответствуют минимумам геодинамической подвижности среды [53, 140].

Время начала спрединга в сегментах различно и варьирует от 170 млн лет в центральном до 54 млн лет в Арктическом сегменте системы [11, 78, 124, 126 и др.]. Согласно данным [23] начало спрединга в Евразийском бассейне не может быть древнее олигоцена (около 33 млн лет).

Магматические процессы в ААРС

Магматические процессы на разных этапах заложения и развития Атлантико-Арктической рифтовой системы привели к появлению областей земной коры в значительной степени насыщенных магматическими породами (см. рис. 1). При районировании территорий такие области принято называть магматическими провинциями [117]. Поскольку их появление в ААРС происходило как до, так и после начала спрединга, который продолжается и в настоящее время, существуют две принципиальные группы магматических провинций – до- и синспрединговые, которые включают все многообразие наблюдаемых образований.

Доспрединговые магматические провинции отвечают критериям определения т.н. больших

магматических провинций в понимании [84]. Эти авторы показали, что такие магматические провинции являются исключительно континентальными образованиями, которые, в большинстве случаев, формировались намного ранее начала спрединга и, соответственно, не могут рассматриваться как его непосредственная причина.

В пределах ААРС этим критериям полностью соответствует Центрально-Атлантическая магматическая провинция (ЦАМП) с возрастом около 200 млн лет [118]. Разрозненные в современной структуре фрагменты этой провинции присутствуют в Северной и Южной Америках, Европе и Африке и тяготеют к обрамлению самого древнего – пятого сегмента Атлантики, где спрединг начался около 170 млн лет назад (см. рис. 1).

Фрагменты другой доспрединговой магматической провинции с возрастом около 132 млн лет находятся в Южной Америке (Парана) и Африке (Етендека) и тяготеют к границе 2 и 3 сегментов ААРС с возрастными началами спрединга в интервале 120–130 млн лет (см. рис. 1).

На северном фланге ААРС к доспрединговым относятся магматические провинции Северо-Атлантическая (САМП) и Высокой Арктики (МПВА) с возрастными формированиями около 60 и 130–125 млн лет, соответственно. Первая приурочена к седьмому сегменту ААРС, где начало спрединга (около 59 млн лет) очень близко времени ее формирования, вторая – к хребту Гаккеля, где старт спрединга (около 54 или позже 33 млн лет) произошел намного позже.

Магматические провинции сибирского обрамления арктического региона появились на границе перми и триаса около 250 млн лет назад на основном этапе траппового вулканизма в Восточной и Западной Сибири (см. рис. 1). Сходство составов базальтов позволяет рассматривать эти территории в составе единой Урало-Сибирской магматической провинции [147]. На Западно-Сибирской плите магматизм сопутствовал интенсивному рифтингу, который продолжался до 165 млн лет (средняя юра, батский век). В северном направлении сходная обстановка имела место на территории Южно-Карской впадины, где раннетриасовый базитовый магматизм проявился на раннем этапе рифтогенеза, приведшем к глубокой переработке Земной коры [8, 55].

К тому же этапу относятся многочисленные интрузии долеритов и габбро-долеритов, а также секущие их дайки пикритов на островах Бельковский и Котельный. Их U–Pb возраст по циркону составляет 252 ± 2 млн лет [110]. Острова Анжу, по мнению [110], не являлись экзотическим террейном, отделенным океаном в раннем мезозое от Сибири, а входили в ее состав в раннем триасе. По петро- и геохимическим составам они аналогичны Сибирским траппам, что позволяет

говорить о существовании единой магматической провинции.

Внутриплитный вулканизм проявился 252 ± 4 млн лет назад и в районе Чукотского полуострова. Габброиды здесь по геохимии и изотопному Rb–Sr и Sm–Nd составу близки к контаминированным толеитовым базальтам трапповой или платформенной стадии магматической провинции Сибири, но отличаются от них более высокой степенью фракционирования [115]. Породы, отвечающие по составу ранней и поздней стадиям становления магматической провинции Сибири, до настоящего времени на Чукотке не установлены. Имеющиеся данные не достаточны для подтверждения или отрицания возможной связи пермо-триасового – раннетриасового внутриплитного магматизма Чукотской окраины с активностью Сибирского плюма, однако они отражают колоссальный масштаб растяжения и магматической переработки континентальной коры в это время.

Проявления юрско-мелового базальтоидного магматизма связывают с влиянием Баренцевско–Амеразийского суперплюма [75]. Его зарождение началось, видимо, еще в позднем триасе [65], а дальнейшее развитие в течение ранней юры привело к появлению в разрезах ЗФИ силловых тел и немногочисленных базальтовых покровов [46, 56].

На островной территории архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) юрские толеитовые базальты и долериты с возрастными 189–156 млн лет установлены на островах Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Скотт-Келти [34]. По химическому составу они полностью соответствуют типичным платобазальтам Сибирской платформы. Массовые покровные излияния базальтов известны только на ЗФИ, единичные – на островах Земли Короля Карла. На остальной части шельфа Баренцева моря происходило внедрение базальтоидных силлов. Они прослеживаются далеко на юг в Восточно-Баренцевский трог, разрез которого до отложений нижнего мела включительно насыщен силлами долеритов, сходных по составу и возрасту с базальтоидами ЗФИ [73]. В разрезе пермско-нижнемелового осадочного чехла шельфа в направлении с юга на север силлы занимают все более высокие гипсометрические уровни вплоть до выхода на экзарационную поверхность дна моря на шельфе ЗФИ.

В МПВА меловой базальтовый магматизм траппового типа широко проявлен на островах Канадского архипелага, поднятия Менделеева–Альфа, в Чукотской и части Канадской котловин (см. рис. 1). Магматизм здесь начался около 130–125 млн лет назад. На Канадском архипелаге было несколько фаз магматизма, последняя из которых завершилась около 80 млн лет назад. На поднятии

Альфа–Менделеева эти процессы происходили в интервале 127–80 млн лет с пиком около 110–115 млн лет [25, 44, 92].

Синспрединговые магматические провинции включают в себя подводные горы, хребты и области аномальной океанической коры, появившиеся после начала спрединга (см. рис. 1).

Некоторые синспрединговые магматические провинции сопровождали начальные стадии спрединга, другие появились существенно позже начала формирования океанической коры. К последним относятся Тринидад–Мартин Ваз (около 85 млн лет) и Китовый хребет (около 80 млн лет) в сегментах с началом спрединга 130–120 млн лет; Азорский и Канарский архипелаги, группа подводных гор Атлантис–Метеор с миоцен-плиоценовым вулканизмом в самом древнем сегменте Атлантики [69] и многие другие.

Как ни парадоксально, но группа синспрединговых магматических провинций оказалась наиболее сложной для точной оценки интенсивности рифтогенеза. Анализ магматических провинций в Центральной и Южной Атлантике – областях с медленным и ультрамедленным спредингом показал, что прямого подтверждения связи интенсивности магматизма со скоростями спрединговых процессов в настоящее время нет [117]. Связано это как со сложностью оценки диапазона начальных скоростей спрединга по магнитным аномалиям, так и необоснованными представлениями о синхронности старта спрединга с излияниями базальтов.

Большинство из синспрединговых магматических образований можно связать с действием долгоживущих аномалий в мантии, имеющих меньшие скорости магмогенерации, чем при формировании доспрединговых магматических провинций [84]. Ряд структур отражает динамическую подвижность ветвей плюма. Например, в Экваториальном секторе Атлантики парная система возвышенностей Сьерра-Леоне и Сеара образует симметричный рисунок минимумов аномального магнитного поля (АМП) типа “бычьих глаз” (см. рис. 1). Такая конфигурация могла образоваться при кратковременном пересечении ветви плюма с осью САХ при непродолжительном импульсе поступления расплава по данному ответвлению с последующим затуханием магматической активности [54].

Если при продолжении активности плюма ось ААРС смещается в сторону, возникают конфигурации вида Риу-Гранди – Китовый хребет (см. рис. 1). Активные в настоящее время плюмы около оси ААРС могут иметь в верхней мантии несколько каналов выхода к поверхности и формировать в обрамлении цепочки подводных гор. Анализ характера АМП между разломами Атлантис и Вима, находящимися, соответственно, в

Северной и Южной (экваториальной) Атлантике, позволил выявить 6 парных относительно срединного хребта зон [53, 54].

Строение литосферы ААРС

На всех этапах развития строение литосферы определялось взаимосвязанными рифтогенными и магматическими процессами. Для оценки ее современного состояния на основании анализа отношения сейсмических скоростей V_p/V_s в мантии по данным сейсмотомографии на всем протяжении ААРС рассчитан атрибут подвижности $\delta(V_p/V_s)$ [53]. Этот параметр позволяет проследить строение мантийного разреза в рамках термальной интерпретации аномалий скоростей и характеризует области среды, различающиеся по геодинамической подвижности [53].

В атлантических сегментах (с 1 по 7) разрез $\delta(V_p/V_s)$ содержит весьма интенсивную “горячую” аномалию от поверхности до глубины около 250 км. Конфигурация поля $\delta(V_p/V_s)$ соответствует сечению плоскостью разреза ответвлений суперплюма, самым северным из которых является Исландский плюм [140]. Иные характеристики в поле атрибута $\delta(V_p/V_s)$ обнаруживает разрез вдоль хребта Гаккеля в Евразийском бассейне (арктический сегмент 8). Нижняя мантия здесь представлена в основном не типичными для САХ “холодными” значениями атрибута $\delta(V_p/V_s)$. В частности, “холодная” аномалия в западной части хребта Гаккеля сопоставима со значениями в континентальной коре Северо-Восточной Евразии.

Распределение суммарного сейсмического момента показывает, что главная геодинамическая активность ААРС сосредоточена практически в точечных зонах – либо сдвиговых, либо плюмовых, а ~90% длины ААРС содержит эпицентры слабых сейсмических событий, связанных со спрединговыми процессами. Большая часть базальтов, вылавившихся вдоль ААРС, относится к так называемой спрединговой ассоциации TOP-2 [24], которая обладает наименьшими температурой и глубиной отделения расплава. Совмещение в пространстве этого типа магматизма со слабой сейсмичностью показывает, что фоновый процесс аккреции коры в ААРС не сопровождается интенсивным выделением энергии. Эта закономерность нарушается в местах, где на структуры ААРС накладываются ветви суперплюмов и ось рифта имеет большое (>100 км) латеральное смещение. Максимальное энерговыделение, таким образом, происходит в геодинамических обстановках, не связанных с генерацией новой коры при расхождении плит от протяженной дивергентной границы [140].

Фундаментальной гипотезой, объясняющей подобное протекание тектогенеза вдоль этой си-

стемы, является рифтогенез как отклик на дрейф плит. Возможным движущим механизмом этих процессов является перераспределение масс на поверхности вращающегося космического тела [54, 140]. В пользу такого подхода свидетельствует отсутствие сплошного потока прогретой восходящей от ядра мантии под осью ААРС по данным сейсмотомографии [54, 113].

На обоснованность этого подхода указывает глубина подошвы горячей вдольосевой сейсмотомографической аномалии ААРС, составляющей не более 120–150 км [136], то есть имеющей значение приблизительно равное глубине солидуса и не имеющей более глубоких корней за исключением областей пересечения с ветвями Африканского суперплюма [18]. При этом триггером запуска процессов рифтогенеза и разрядки накопленных напряжений вдоль длинных сегментов ААРС, но не их причиной, может быть система локальных ответвлений от суперплюма, формирующих зоны пониженной вязкости. Российский сегмент Арктики содержит два района, где имеет место взаимодействие рифта и плюма со структурным континентальным барьером – море Лаптевых и архипелаг Земли Франца-Иосифа [54, 140].

Область сочленения атлантических и арктических структур

Сочленение структурных элементов Арктики и Атлантики происходит вблизи пролива Фрама – относительно узкого перешейка между Гренландией и архипелагом Свальбард (рис. 2).

В геологическом отношении здесь расположена долгоживущая Шпицбергенско–Гренландская сдвиговая зона, отделяющая Норвежско–Гренландский бассейн от Баренцевоморской плиты. В современной структуре к ней приурочены рифтогенные хребты Книповича и Моллой, которые через трог Лена прослеживаются в хребет Гаккеля. Смещение последнего относительно оси хребта Мона – крайнего элемента цепочки Срединно-Атлантических рифтов составляет почти 1000 км.

Природа хребта Книповича до настоящего времени вызывает много вопросов. С одной стороны, здесь имеются явные признаки рифтогенного океанического вулканизма, с другой, его структурный рисунок и геофизические поля не соответствуют таковым в типичных срединно-океанических хребтах [52]. В плане рифта Книповича представляет собой серию сдвиговых бассейнов вида пулл-апарт, отделенных друг от друга ортогональными их длинным осям разломами [129, 51].

Начало образования рассматриваемых структур относится к позднему мелу, когда около 80 млн лет произошло образование правосторонней континентальной сдвиговой зоны (Палеошпицберген-

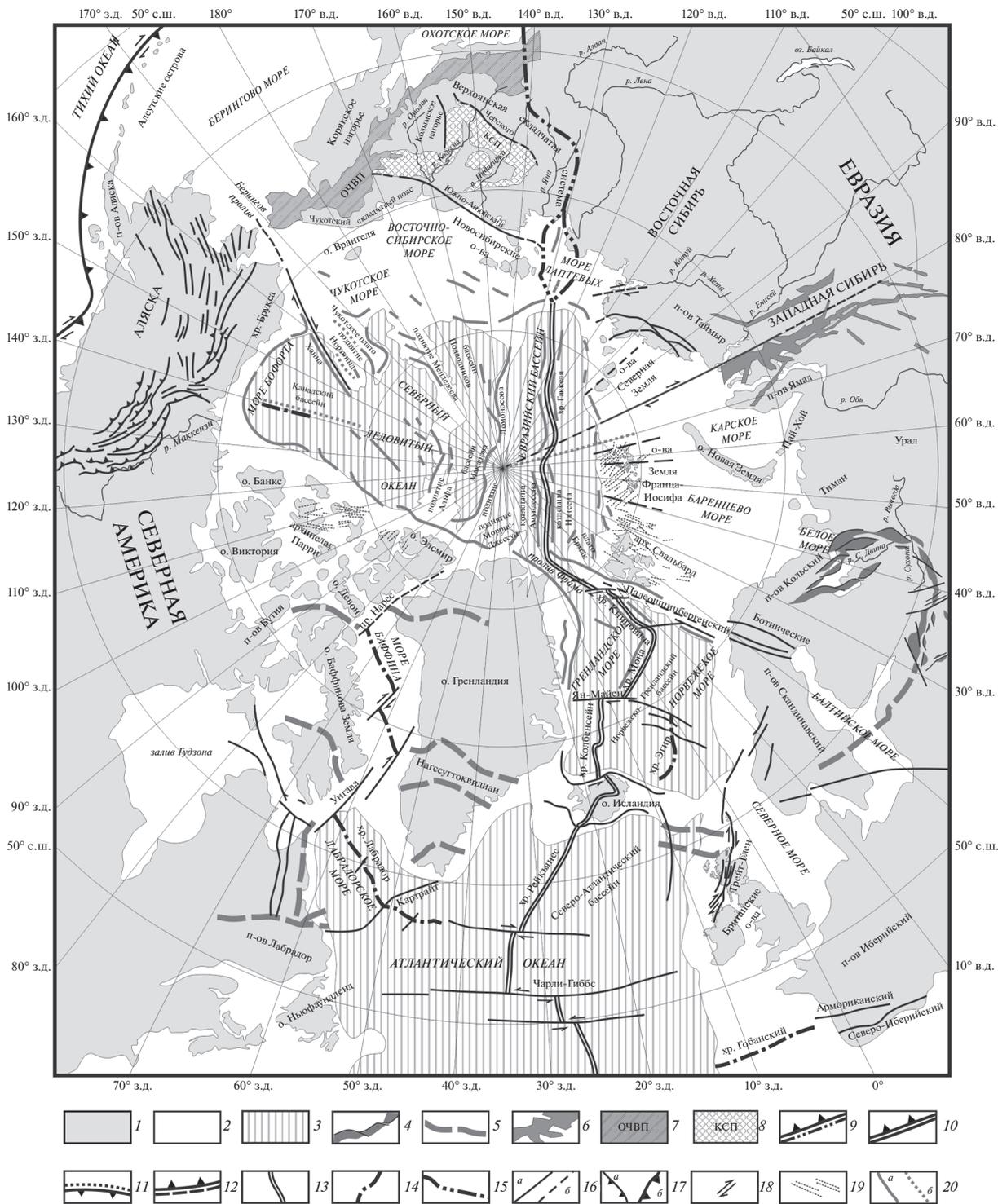


Рис. 2. Схема строения северной части Атлантико-Арктической рифтовой системы и ее ближайшего обрамления в проекции Хотина (по данным [6, 28, 34, 36, 45, 57, 58, 59, 61, 63, 64, 68, 119, 131, 137, 140 и др.]).
 1 – суша; 2 – акватории; 3 – контуры осадочных бассейнов с изобатой свыше 2000 м; 4–5 – докембрийские структуры: 4 – грабены, 5 – пояса и сутуры; 6 – триасовые рифты; 7 – мезозойские структуры: 7 – Охотско-Чукотский вулканический пояс, 8 – Колымская структурная петля; 9–12 – фронты складчатости: 9 – байкальской, 10 – каледонской и элсмирской, 11 – герцинской, 12 – мезозойской; 13–14 – спрединговые хребты: 13 – активные, 14 – отмершие; 15 – осевая линия рифтогенеза и повышенной сейсмичности; 16 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 17 – надвиги: а – локальные, б – региональные; 18 – сдвиги; 19 – дайки; 20 – аномалии: а – положительные поля силы тяжести, б – отрицательные аномалии магнитного поля

ский разлом) между Свальбардом и Гренландией [45, 137, 142, 146]. На севере эта разломная зона переходила в растущие океанические структуры Арктики, а на юге — в структуры Норвежско-Гренландского бассейна. Относительное движение между Шпицбергенем и Гренландией имело северо-западную ориентировку. Движения по этой долгоживущей сдвиговой зоне сопровождались чередованиями этапов сжатия и растяжения. Собственно спрединг в Норвежском море с образованием океанической коры начался около 65–57 млн лет (хребет Мона). В дальнейшем растяжение привело к формированию хребта Книповича с ростом его в северном направлении от хребта Мона. Изменение направления спрединга в Лабрадорском море к западу от Гренландии привело к кратковременному сжатию в палеоцене (59–56 млн лет) с формированием складчатого пояса западного Шпицбергена. Спрединг в это время имел место только в хребте Мона, тогда как рифтинг и утонение коры происходили в образующемся Норвежско-Гренландском бассейне. Новый этап растяжения начался 49 млн лет назад. В южной части хребта Книповича спрединг начался в раннем палеогене, в центральной части хребта — в миоцене, а на севере время начала спрединга условно оценивается в 5 млн лет.

Таким образом, на ранней стадии развития Арктической системы континентальная зона сдвига в результате продвижения спредингового центра со стороны хребта Мона превратилась в рифт Книповича.

СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОЙ АРКТИКИ

Западная Арктика объединяет глубоководный Евразийский бассейн, шельфы Баренцева и Карского морей, которые имеют тесные структурные связи с континентальными платформенными областями и складчатыми поясами, а также поднятие Ломоносова, отделяющее ее от Американско-Азиатских структур (см. рис. 2).

Евразийский бассейн

Осевую часть бассейна образует хребет Гаккеля — протяженный (1800 км) рифт, морфологически сходный со срединно-океаническими структурами в осевой части Атлантики (см. рис. 2). Обрамляют хребет котловины Амундсена и Нансена. Разрезы осадков в котловинах сопоставимы между собой, однако во впадине Нансена мощность осадков достигает 4 км, что примерно вдвое превышает максимальную мощность осадков в котловине Амундсена [44].

Скорость спрединга в хребте Гаккеля в 2–4 раза ниже, чем в Атлантике и составляет по разным оценкам от 0.5–1.2 см/год [87, 105] до 1–1.5 см/год [98, 127].

В структуре аномального магнитного поля проявлены линейные магнитные аномалии, которые связывают с событиями постепенного раскрытия океанического дна [33, 38]. Клиновидное в плане положение магнитных аномалий рассматривают как свидетельство раскрытия бассейна со стороны пролива Фрама. Скорости спрединга по мере развития рифтовой структуры прогрессивно сокращались, также как в хребтах Рейкьянес и Лабрадор [14, 97].

Ближайшая к оси хребта Гаккеля распознаваемая магнитная аномалия 2 имеет возраст 3.5 млн лет. Аномалия 5 прослеживается от шельфа моря Лаптевых до пролива Фрама, а в сторону бортов бассейна устанавливаются парные магнитные аномалии 24 (53 млн лет) [81, 85, 98, 100]. Следует отметить, что некоторые исследователи, ссылаясь на неопределенности в хронологической идентификации магнитных аномалий, указывают на неоднозначность предлагаемых реконструкций истории Евразийского бассейна [6, 17, 23].

В одной из недавних публикаций предположено, что Евразийский бассейн как единая структура сформировался примерно на 60–120 млн лет раньше начала спрединга, постулируемого магнито-стратиграфией [23]. В акустическом фундаменте Евразийской впадины, прилегающей к морю Лаптевых, выявлены разновозрастные складчатые комплексы Таймыра и шельфа моря Лаптевых. Предполагается, что осадочный чехол на позднекембрийском складчатом фундаменте в прилаптевоморской части котловины Амундсена начал формироваться с апта, а базальные горизонты чехла в сторону п-ова Таймыр и Баренцево-морско-Карской окраины имеет юрский — раннемеловой возраст [23].

Анализ потенциальных полей показывает поперечную сегментацию и асимметричность Евразийского бассейна. Линейные магнитные аномалии часто осложнены поперечными смещениями, а характер их распределения вдоль простирания бассейна заметно меняется. В качестве примечательного геораздела Евразийского бассейна по ряду параметров выявляется линия вдоль меридиана 75° в.д. В сторону моря Лаптевых от него происходит резкое сужение зоны линейных магнитных аномалий, причем область полосовых магнитных аномалий в котловине Амундсена заметно шире, чем в котловине Нансена [6]. Сейсмические и батиметрические данные указывают на то, что ось современного спрединга здесь сдвинута к южному крылу хребта Гаккеля [106]. Перескок оси спрединга в этой части хребта на 60–80 км предположительно произошел около 5 млн лет назад [6].

На этом же георазделе резко меняется характер распространения гравитационных аномалий: к западу от меридиана 75° в.д. они ориентированы

вдоль окраин котловин или трансформно к окраинам и к хребту Гаккеля. К востоку от раздела аномалии разворачиваются под углом 30° – 40° к окраинам и хребту и не пересекают хребет Гаккеля [6]. С этим георазделом связан, вероятно, и пояс положительных и отрицательных аномалий магнитного поля, который протягивается от центрального сегмента хребта Ломоносова через Евразийский бассейн в желоб Святой Анны к восточной границе Земли Франца-Иосифа (ЗФИ) и далее в Северо-Баренцевскую впадину [6].

В осевой зоне хребта установлены центры активного вулканизма [125], однако магматическая активность варьирует по простиранию структуры. Установлены три крупных сегмента, центральный из которых характеризуется слабым магматизмом при полном отсутствии базальтов и преобладании перидотитов [87, 121]. Исходя из процентного содержания базальтов в драгированном со дна материале, предполагается, что вблизи 70° в.д. происходит постепенный переход от амагматического характера строения дна к магматическому [121]. Малое количество базальтового материала и сильная расчлененность рельефа хребта указывают на то, что растяжение (по крайней мере, на значительном части хребта) происходило в холодной хрупкой коре.

Возникновение Евразийского бассейна связывают с разрастанием дна в кайнозое за счет образования океанической коры в эоцене около 56 млн лет назад. Начало медленного (1.2 см/год) раскрытия пролива Фрама в начале олигоцена 33 млн лет назад привело к снижению скорости спрединга в хребте Гаккеля до 0.5 см/год [15, 63, 81, 85].

Некоторые из перечисленных построений могут быть существенно пересмотрены. При рассмотрении магнитометрических данных для осевой зоны Евразийского бассейна оказалось, что выделявшиеся там линейные магнитные аномалии вовсе не являются непрерывными, а сегментированы и приурочены к дискретным вулканическим центрам [23]. Соответственно, хроностратиграфические оценки времени формирования хребта Гаккеля оказываются некорректными. По сейсмическим данным установлен миоценовый (23 млн лет) возраст появления хребта Гаккеля и, возможно, олигоценый (33 млн лет), но не более древний возраст спрединга [23].

Шельф моря Лаптевых и Верхоянская складчатая система

Расположенный на простирании Евразийского бассейна шельф представляет собой полого наклоненную к северу равнину, практически лишенную контрастных структур на дне, глубина которого не превышает 500 м. На шельфе просле-

живаются линейные отрицательные аномалии силы тяжести в свободном воздухе. Они выражены чередованием узких линейных высокоградиентных зон северо-западного и субдолготного простираний, протягивающихся от континентального склона на побережье [6]. В переходной к материковой зоне магнитное поле практически однородно в отличие от полосовой картины магнитных аномалий со стороны хребта Гаккеля [30].

Гравитационным аномалиям соответствуют скрытые чехлом узкие глубокие (4–12 км) грабены и прогибы северо-западного простирания (Усть-Ленский, Омолойский, Усть-Янский, Бельковско-Святоносский и др.), имеющие длину до 200–250 км при ширине 40–60 км [2, 3, 18, 21]. Наиболее крупным является меридиональный Усть-Ленский грабен. Он прослежен от южной оконечности залива Буор-Хая до 75° с.ш. на расстоянии 400–420 км. В северной части ширина грабена достигает 150–170 км. К югу он постепенно сужается и в средней части залива Буор-Хая его ширина не превышает 30–40 км. В северной и центральной частях грабена его борта кулисообразно смещены серией субширотных сдвигов. Впадины разделены между собой и ограничены совокупностью подводных структур: Центрально-Лаптевским поднятием, Шилонской структурной террасой, Столбовским горстом и др.

Предполагается, что осадки имеют позднемиоловой – голоценовый возраст, а их мощности уменьшаются от 10–12 км в Южно-Лаптевском и Усть-Ленском рифтах до 4–5 км в Бельковско-Святоносском рифте. Внутренняя структура рифтов при этом упрощается [27].

История формирования структур Лаптевоморского шельфа представляется следующим образом. В верхнем мелу – палеоцене ($95(?)$ – 80–55 млн лет) растяжение коры на шельфе сопровождалось накоплением в растущих прогибах большого объема обломочного материала, сносимого с Таймыра, Верхоянья, Северной Земли и севера Сибири [13]. В конце эоцена – начале олигоцена (33 млн лет назад) в регионе началась активизация тектонических движений, отразившаяся в регрессии моря и поступлении грубообломочного материала в грабены из областей относительно приподнятых блоков. В среднем олигоцене – раннем и начале среднего миоцена в регионе, включая шельф, устанавливается обстановка сжатия, с частыми перерывами осадконакопления. В среднем миоцене (13 млн лет назад), предположительно, заложились системы сдвигов, деформировавших накопленную ранее толщу меловых – раннемиоценовых образований [26, 27].

Судя по механизмам землетрясений, весь шельф моря Лаптевых в настоящее время находится в режиме растяжения, которое приводит к

растаскиванию литосферных блоков в субширотном направлении [1]. Эпицентры землетрясений и фокальные механизмы образуют ромбовидный рисунок. Можно рассматривать его как результат встречи ветвей двух точек тройных сочленений — в северной части шельфа (примерно 78° с.ш. и 126° в.д.) и на юге в заливе Буор-Хая [1].

Области растяжения на некоторых участках совпадают с проявлениями кайнозойского базальтового вулканизма [25]. В части моря Лаптевых, примыкающей к Евразийскому бассейну, отмечается появившаяся не ранее плиоцена (5 млн лет назад) система протрузий, которые связывают с проявлением рассеянного рифтообразования [23]. Авторы указанной работы предполагают, что в будущем эти разрозненные рифтовые структуры на границе шельфа моря Лаптевых и Евразийского бассейна могут сформироваться в морфологически выраженный продольный хребет.

Сейсмологические и геолого-структурные данные свидетельствуют в пользу сопряженности рифтогенных структур Евразийского бассейна, шельфа моря Лаптевых и хребта Черского [18, 20, 30, 31, 95]. Континентальная часть этой цепочки структур от моря Лаптевых до побережья Охотского моря пространственно приурочена к Верхоянской складчатой системе. До верхнего плейстоцена (0.126 млн лет) она развивалась как Момская континентальная рифтовая система, имеющая все признаки континентального рифтинга. К настоящему времени система Момских впадин развивается в режиме транспрессионного сжатия за счет сближения Евроазиатской и Североамериканской плит. Причиной сближения считают перемещение полюса вращения литосферных плит с побережья Охотского моря в район побережья моря Лаптевых [30].

На этом основании Верхоянская складчатая система рассматривается как центральный сегмент гигантского активного в настоящее время Арктико-Азиатского сейсмического пояса, соединяющего проявления сейсмичности в Северном Ледовитом и Тихом океанах [31, 89].

Сама Верхоянская складчатая система имеет длительную историю развития. Преобладающая роль в ее строении принадлежит верхнепалеозойско-нижнемезозойскому терригенному верхоянскому комплексу, мощность которого достигает 10–12 км [63]. Он образован за счет сноса обломочного материала с Сибирского континента и в сторону от платформы обнаруживает отчетливые фациальные изменения с увеличением глубокowodности отложений. Нижнюю часть разреза образуют рифей-нижнекаменноугольные шельфовые отложения, среди которых значительное место занимают карбонаты [4, 63]. Отложения имеют покровно-надвиговую структуру с надви-

ганием в юго-западном и южном направлениях — в сторону платформы, где перед фронтом складчатости находятся Енисей-Хатангский, Лено-Анабарский и Предверхоанский краевые прогибы. Во фронтальной части северной половины Верхоянской складчатой системы, подходящей к берегу моря Лаптевых, присутствуют крупные надвиги [63].

Шельф Баренцева моря

Основание этой обширной композитной морфоструктуры составляют три плиты: на западе — Норвежская, в центре — Свальбардская, а на юго-востоке — Тимано-Печорская. Наиболее крупная Свальбардская плита включает территории архипелагов Свальбард, Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) и Новая Земля. Ее фундамент представлен приподнятыми блоками добайкальских пород, которые разделены отчетливо выраженными в рельефе дна глубокими трогами Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина [7].

Рифтообразные прогибы и трог у северной окраины шельфа ориентированы в север-северо-западном и север-северо-восточном направлениях, практически перпендикулярно к континентальной окраине [60, 102]. Также в субмеридиональном направлении ориентирован пояс положительных и отрицательных гравитационных аномалий, протягивающийся от центрального сегмента поднятия Ломоносова через котловину Амундсена, хребет Гаккеля и котловину Нансена в желоб Святой Анны, к восточной границе ЗФИ и далее в Северо-Баренцевскую впадину [6].

Восточно-Баренцевский трог протягивается в север-северо-восточном направлении субпараллельно архипелагу Новая Земля на расстояние более 1500 км и имеет ширину от 300 до 600 км [73]. Фундамент этой структуры местами расположен на глубинах 18–20 км и более. Трог распадается на две впадины Южную и Северную, разделенные Лудловской седловиной. Мощность коры во впадинах составляет до 25–20 км. В осадочном выполнении впадин наибольшие мощности (6–8 км) приходятся на терригенные отложения верхней перми — триаса, а также девона, в то время как каменноугольно-пермские карбонаты имеют мощность менее 1 км. Весь разрез до нижнего мела включительно насыщен силлами долеритов, сходных по составу и возрасту с таковыми на ЗФИ [73].

Восточная часть массива Земли Франца-Иосифа является глубокопогруженным блоком, перекрытым палеозойско-триасовым чехлом мощностью свыше 3.5 км. Он отделен от западной части системами разломов, вдоль которых образовались узкие щелевидные грабены. Западная часть массива ЗФИ представляет собой при-

поднятый относительно других докембрийский блок, на котором, по данным бурения, залегают вендские, каменноугольные, триасовые и юрские отложения [7, 73].

Мезозойские отложения формируют платформенный чехол. На островах архипелага Земли Франца-Иосифа триасовые отложения вскрыты во всех параметрических скважинах (Нагурская, Хейса, Северная). На рубеже триасового и юрского периодов происходила существенная перестройка палеотектонических и палеогеографических условий формирования осадков. В самом начале юрского периода территория западной и центральной частей архипелага ЗФИ, включая зону современного шельфа, представляла собой обширную сушу, где размывались ранее накопившиеся толщи и формировались коры выветривания.

На ЗФИ выделяются два различных по возрасту и составу магматических комплекса [35]. Раннемезозойский магматический комплекс представлен толеитовыми базальтами и долеритами островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Скотт-Келти с изотопными возрастными 189–156 млн лет. Позднемезозойский магматический комплекс представлен покровами и штоками базальтов о-ва Земля Александры, а также дайками и силлами толеитовых долеритов о-ва Хейса с возрастом 137–124 млн лет, что согласуется с опубликованными ранее возрастными дайками “Сквозная” и одного из силлов острова.

На о-ве Земля Александры позднемезозойские вулканы обнажены в северо-восточной его части [34]. Сравнение вулканитов архипелага с магматическими комплексами известных геодинамических обстановок показывает, что по всем вещественным признакам вулканы раннемезозойского магматического комплекса соответствуют типичным платобазальтам Сибирской платформы, тогда как позднемезозойские образования сходны с плюмовыми вулканидами горячих точек внутрокеанических островов [34].

Шельф Карского моря и Западно-Сибирская плита

По типу фундамента, характеру структур, возрасту и мощности осадочного чехла в составе Карского шельфа различают Южно-Карскую впадину и Карскую плиту. На северо-западе они разделены поднятием Северного Сибирского порога, а на юге — пограничными с ним Свердрупским валом и прогибом Арктического института [8, 40].

Результаты бурения на Карском шельфе отражают гетерогенность фундамента. На о. Свердруп в основании плитного чехла бурением вскрыты метаморфические породы венда [19, 61], а на п-ове Ямал в кровле доюрского фундамента

обнаружены разновозрастные терригенные, карбонатные, метаморфические и вулканогенные породы, прорываемые дайками основного состава и мелкими интрузиями палеозойских гранитов. Пайхойско-Новоземельская и Таймырско-Североземельская зоны складчатых деформаций выделяются в рельефе фундамента как области линейно-вытянутых воздыманий [9].

Предложены разные модели столкновения Карского блока с Сибирской окраиной. Модель трансформации структуры Таймырского фланга Сибири при взаимодействии с Карским микроконтинентом детально изложена в [145]. Согласно этой модели, формирование близкой к современной структуры происходило в три этапа — в силуре—девоне (430—400 млн лет), карбоне—перми (300—260 млн лет) и перми—триасе (260—240 млн лет).

Палеомагнитные и изотопные данные для пород Таймыра показывают, что Уральская коллизия в карбоне—перми на Южном и Центральном Таймыре практически не проявилась, а интенсивное правостороннее сжатие с формированием основной складчатости началось в позднем триасе [147]. Это событие отчетливо проявлено также в Тимано-Печорском районе, на юге Баренцева моря и Новой Земле. Основной этап складчатости имел место в период 230—190 млн лет и завершился до накопления несогласно полого залегающих осадочных пород ранней юры. Однако причина сжатия не ясна. Возможно, деформации связаны с началом формирования Арктического океана [147]. Согласно палеомагнитным и изотопным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данным интрузивный магматизм с формированием силлов Южного Таймыра имел место в период 230—220 млн лет, что на 20 млн лет позже, чем основной импульс траппового вулканизма. Эти возраста соответствуют времени формирования гранитов Новой Земли и позднего интрузивного и пирокластического комплекса окраин Сибирской трапповой провинции. Только данные по базальтам на самом юге Таймыра дают древний возраст (248.5 ± 6.0 млн лет), соответствующий времени основной фазы траппового вулканизма [147].

Южно-Карская впадина имеет домезозойский фундамент (метаморфизованные образования рифейского—раннепалеозойского возраста), который погружен на глубины 12—14 км, а в центральной части разделен на несколько приподнятых горстовидных блоков (Русановский, Рогозинский и др.). Над ними суммарная мощность мезозойско-кайнозойских отложений сокращена до 5—7 км. Блоки разделены глубокими рифтогенными трогами, имеющими в основном меридиональное простирание. В грабеновых структурах центральной части впадины мощность синрифтового пермско-триасового комплекса оценива-

ется в 6–7 км, причем наличие связи этих структур с положительными гравитационными и магнитными аномалиями рассматривается как свидетельство глубокой переработки земной коры в рифтогенных зонах и проявления в них раннетриасового базитового магматизма, отвечающего раннему этапу рифтогенеза [8]. Эта черта геологического строения Южно-Карской впадины указывает на ее связь с рифтогенными структурами находящейся южнее Западно-Сибирской плиты [55, 59].

Западно-Сибирская плита (ЗСП) на востоке граничит с Сибирской платформой, на юге — с палеозойскими сооружениями Центрального Казахстана, Алтая и Салаирско-Саянской области, на западе — со складчатой системой Урала. Мощность литосферы под ЗСП составляет 100–150 км. Глубина до сейсмического Мохо не превышает 46 км, уменьшается до 38 км под центральной частью и до 34 км далее на север под рифтом Уренгой [135]. В отличие от Сибирского кратона здесь не отмечено архейских пород. Мезо-кайнозойский осадочный чехол достигает 10 км на севере и уменьшается к югу и к краям плиты.

Структуры растяжения ориентированы по долготе. Центральное положение из них занимает Уренгойско-Колтогорская система рифтов, протянувшаяся на 1500 км от Карского моря до широты г. Омска (см. рис. 2). Восточный борт системы вытянут вдоль меридиана 80° в.д. — примечательного геораздела, прослеженного до Северного полюса и отделяющего области с различными характеристиками потенциальных полей [6, 86]. Эта же долгота фигурирует в гипотезе раскрытия клиновидного “Обского океана”. Было предположено, что полюс раскрытия последнего за счет вращения Сибири относительно Восточной Европы на 13.4° находился в точке с координатами 60° с.ш. и 80° в.д. [5].

Три структурных этажа отражают историю развития территории. Два нижних — палеозойский складчатый фундамент и рифтогенный триасовый называют доюрским основанием Западно-Сибирской плиты [29]. В позднем триасе накапливались исключительно терригенные осадки, а в конце средней юры началось погружение территории с образованием одного из крупнейших в мире Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Базальтовый магматизм проявился в раннем и начале среднего триаса около 250–245 млн лет тому назад. По составу базальты ЗСП аналогичны таковым Сибирской трапповой провинции и рассматриваются как часть крупной Урало-Сибирской магматической провинции [48]. Рифтогенные процессы продолжились в триасе после завершения базальтового магматизма. Самые древние перекрывающие рифт отложения имеют

возраст 165 млн лет, т.е. рифтинг продолжался длительное время (в течение 85 млн лет).

Поднятие Ломоносова

Линейная блоковая структура протягивается от 86° с.ш. Северной Америки до 80° с.ш. Евразии (см. рис. 2). С американской стороны поднятие представляет собой единую структуру, а в евразийском направлении разветвляется на сложно построенные субпараллельные гряды и горы [47, 88]. Последние имеют амплитуду рельефа от 1500 до 2500 м и протягиваются на расстояние от 100 до 400 км в котловины Амундсена и Макарова. От Северного полюса в сторону Евразии наблюдается изгиб поднятия Ломоносова, который отражен также в изгибах гравитационных и магнитных аномалий Евразийского бассейна.

Вкрест простирания поднятие асимметрично. Евразийский склон характеризуется многочисленными блоками, развернутыми по сбросам, наклоненным в сторону Евразийского бассейна. Такая структура вместе с резким градиентом силы тяжести, расположенным непосредственно у хребта Ломоносова в зоне окончания магнитных аномалий спредингового типа, характерна для невулканических рифтовых континентальных окраин [47, 88].

На Амеразийском склоне наклоненные блоки фундамента отсутствуют. Здесь граница поднятия проходит вдоль непрерывной серии впадин котловины Подводников на глубинах от 2600 до 3800 м, разделенных 500-метровыми ступенями. Крутизна склона поднятия в северной части котловины Подводников варьирует от 8° до 20° , а бровка расположена на глубинах от 800 до 1400 м. В пределах южной части поднятия его вершинная часть располагается в основном на глубинах от 800 до 1500 м [47].

Согласно материалам сейсморазведки и результатам глубоководного бурения в Арктике (АСЕХ) кайнозойский чехол с угловым несогласием перекрывает более древние осадки [79, 104]. Выявлены перерыв в осадконакоплении в позднем миоцене продолжительностью 2.2 млн лет и более продолжительный перерыв протяженностью 26 млн лет в интервале 18.2–44.4 млн лет. Средняя скорость осадконакопления в кайнозое в этом районе составила 15 м/млн лет. В составе осадочного чехла обнаружены мелководные морские осадки позднего палеоцена — раннего эоцена, в том числе связанные с периодом термального максимума.

Одним из ключевых вопросов геологии хребта Ломоносова является характер его сочленения с континентальными окраинами. По данным [47] с внешнего шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского на хребет Ломоносова прослеживаются стратифицированные кайнозойские ком-

плексы, промежуточный комплекс и кристаллические слои коры. В зоне сопряжения хребта с шельфом их прослеживание осложнено тектоническими нарушениями нормального сбросового типа, проникающими в кристаллическую часть коры.

От Гренландии и острова Элсмир поднятие отделено глубоким осадочным бассейном Кленовой (бассейном моря Линкольна), под которым геофизическими методами установлена крупная сдвиговая зона в значительно утоненной континентальной коре [91, 130].

Континентальная природа поднятия Ломоносова сомнений не вызывает. Результаты драгирования склонов показывают, что поднятие сложено раннепалеозойскими складчатыми и метаморфическими комплексами и является частью раннепалеозойского каледонского орогена [108, 133]. Но мнения об изначальном положении материнского блока континентальной коры остаются предметом дискуссии. Поднятие могло обособиться от массива Арктиды близ его современного положения [8, 39, 141]. Согласно другим работам, хребет Ломоносова представляет собой линейный блок континентальной коры, отделившийся в результате раскрытия Евразийской котловины от Баренцевоморского шельфа приблизительно 58 млн лет назад в раннем палеоцене [6, 109].

СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ

Рассмотрение закономерностей развития Западной Арктики как части ААРС без учета общей тектонической организации Арктического региона представляется некорректным. Особый интерес представляет структурная приуроченность магматических провинций, поскольку в строении ААРС они занимают важное место.

В данном разделе приводится обзор главных структур Центральной и Восточной Арктики, которые часто рассматривают в составе Американо-Евразийского бассейна. К ним относятся Поднятие Альфа–Менделеева, Канадский бассейн, шельфы Чукотского и Восточно-Сибирского морей (см. рис. 2).

Поднятие Альфа–Менделеева и примыкающие бассейны

Поднятие Менделеева прослеживается от шельфа Восточно-Сибирского моря на север в направлении Канадского шельфа, где оно переходит в поднятие Альфа (см. рис. 2). Ширина поднятий варьирует от 200 до 400 км, а общая длина составляет около 1000 км. Понижение в рельефе дна в районе 83° с.ш., 80° в.д. отделяет наиболее широкую часть поднятия Альфа от более узкого поднятия Менделеева. Мощность коры под струк-

турой составляет около 32 км, но уменьшается до 20 и 13 км в стороны впадин Подводников и Макарова, соответственно [107, 114, 132].

Отсутствие систематических вариаций в мощностях осадочного чехла и сопоставимые отражающие горизонты свидетельствуют о схожих обстановках осадконакопления в пределах обоих поднятий [82]. Поднятие Менделеева перекрыто акустически стратифицированными осадками мощностью 0.6–0.8 с [22, 82]. Если исходить из корреляции кайнозойского разреза и скорости осадконакопления в 1 см/тыс. лет в эоцене, то самые древние отложения на поднятии Менделеева и севере поднятия Альфа выше акустического фундамента могут иметь возраст 70–75 млн лет (кампан-маастрихт) [82]. По этим данным магматическая активность поднятия Менделеева с формированием акустического фундамента завершилась к раннему кампану (80 млн лет). Так как мощность осадков, перекрывающих выровненные поверхности и пологие склоны поднятий Менделеева и Альфа, одинакова, магматическая активность в этих структурах, вероятно, прекратилась одновременно [82, 83].

В пределах поднятия базальты образуют покровы, многочисленные дайки и силлы. Возраста поднятых базальтов варьируют от 110–127 до 80–90 млн лет [86, 50]. В составе фундамента обнаружены палеозойские осадочные породы с многочисленной фауной [138].

В северной части поднятия Альфа, впадины Макарова и прилегающих областей выявлены крупные и протяженные магнитные аномалии с положительной намагниченностью более 500 нТ, практически ортогональные простиранию поднятия Альфа [90]. На о. Элсмир на продолжении поднятия Альфа известны серии даек восток-северо-восточного и север-северо-западного простирания в зоне шириной 250 км и длиной 500 км и связанные с ними потоки толеитовых базальтов (см. рис. 2). Согласно интерпретации [90] крупные магнитные аномалии у поднятий Альфа и Менделеева отвечают вулканизму, наложенному на геологическую структуру в период после 120 млн лет, и, возможно, связаны с растяжением региона, которое позднее привело к раскрытию кайнозойского Евразийского бассейна. В этом варианте интерпретации гигантские дайковые рои (минимум 800 × 350 км) с возрастом образования 138–120 млн лет протягивались от ЗФИ до поднятия Альфа перед раскрытием Евразийского бассейна. В этом случае логично считать, что поднятие Альфа, как и обширные части впадины Макарова, подстилается утоненной континентальной корой, насыщенной базальтовым материалом. Это может быть фрагмент вулканической пассивной окраины, образованной при полифазном расколе континента с сопутствовавшей маг-

матической активностью. Такая модель хорошо согласуется с составами базальтов поднятия Альфа, которые, как следует из содержаний и соотношений рассеянных элементов, получены при плавлении континентальной литосферы [90].

В целом природа поднятия Альфа—Менделеева остается дискуссионной. Эти структуры рассматривают как океанические плато [82, 83, 103 и др.], области сильно утоненной континентальной коры, насыщенной базальтовым материалом [92, 107, 114, 122], или продолжение континентальной коры Евразии [6, 32, 42].

Бассейны Подводников и Макарова формировались в раннем мелу в апте-альбе (125–100 млн лет) синхронно с рифтингом на шельфах Чукотского и Восточно-Сибирского морей [43]. Вопросы о типе коры этих бассейнов остаются предметом дискуссии. В силу ее относительно большой (до 10 км) мощности образование бассейнов связывают с процессами сверхрастяжения континентальной коры [39, 107, 131].

Современная морфология, включая грабены и горсты, сформировалась в условиях растяжения после завершения магматизма, но самые последние проявления интрузивного магматизма происходили в раннем миоцене (22–14 млн лет). Они выражены хаотичными и рассеянными отражениями в толще мощностью 0.2–0.3 с [83].

Канадский бассейн

Структура представляет собой обширную котловину с выровненным рельефом дна и глубинами 3500–3900 м (см. рис. 2). Северо-восточной границей Канадского бассейна от поднятия Моррис-Джессуп до моря Бофорта служит Канадско-Гренландский континентальный подъем, отчетливо выраженный в аномалиях поля силы тяжести. Юго-западная и южная части окаймлены террасой Бофорта и континентальной окраиной Бофорта, соответственно. На северо-западе Канадская котловина граничит с северо-восточным флангом поднятий Альфа—Менделеева и абиссальной равниной Менделеева [6].

В разрезе земной коры Канадского бассейна выделяются несколько горизонтов. Верхний (кайнозойский) со скоростями 1.8–3.6 км/с, средний (верхнемеловой) со скоростями 4.2–4.6 км/с и нижний (нижнемеловой) со скоростями от 6.6 до 7.7 км/с [8]. Дно бассейна перекрыто чехлом осадков позднемелового и кайнозойского возраста, мощность которых уменьшается с востока на запад от 12 до 6 км.

Линейный гравитационный минимум, интерпретируемый как ось древнего спрединга [111], занимает медианное положение в Канадском бассейне и протягивается от устья р. Маккензи до южного склона поднятия Альфа—Менделеева.

Линейные магнитные аномалии не имеют четкого выражения. В осевой зоне предполагаемого спрединга идентифицированы аномалии M25–M12, с которыми связывают интервал 154–127 млн лет [3, 99, 143]. На этом основании полагают, что формирование основных структур, наблюдаемых в настоящее время, началось в конце поздней юры с раскрытия Канадского бассейна в киммеридже около 150 млн лет назад. Основную фазу раскрытия связывают со второй половиной раннемеловой эпохи с готерива (136 млн лет) до альба—сеномана (99 млн лет) [74].

Форма Канадского бассейна и простирающиеся неотчетливых линейных магнитных аномалий интерпретируются рядом исследователей как результат вращения микроплиты Арктика—Аляска—Чукотка от Арктической Канады против часовой стрелки на 66° с полюсом около дельты р. Маккензи [8, 39, 92]. При этом наибольшее смещение элементов земной коры с отделением Евразийского блока от Канадского предположительно происходило по правостороннему сдвигу на границе поднятия Ломоносова и котловины Макарова [91, 92].

В тоже время, существует ряд геологических фактов, не укладывающихся в данную гипотезу. В частности, ротация в пределах Канадской котловины полностью не объясняет образование офиолитовой сутуры, которая протягивается на избыточное для данной модели расстояние, огибая блок континентальной коры с Новосибирскими островами [8]. Кроме того, данные по детритовым цирконам указывают на положение Чукотской части микроплиты вблизи Таймыра и Верхоянска, а не вблизи Канадской Арктики [122].

Следует отметить, что, несмотря на уточнение первоначальных моделей [99, 100] и появление новых данных о строении осадочного чехла и фундамента, происхождение Канадского бассейна остается во многом неясным. Механизм и стадии его развития остаются предметом обсуждений, а диапазон предлагаемых моделей чрезвычайно широк [44].

Шельфы Чукотского и Восточно-Сибирского морей

Развитие шельфов Восточно-Сибирского и Чукотского морей, как и вся структура Северо-Востока России от Чукотского полуострова до п-ва Таймыр, связано с мезозойской (юрско-меловой) складчатостью (см. рис. 2). Юрско-меловое время стало временем формирования складчатых сооружений от Новосибирских островов до Аляски. К позднему мелу на этой территории завершилась консолидация акустического фундамента, значительные складчатые деформации прекратились, и сформировался единый Новоси-

бирско-Чукотско-Бруксовский орогенный пояс [64] или единая Новосибирско-Чукотско-Североаляскинская микроплита [120 и др.]. С океанической стороны пояс ограничен системой протяженных надвигов [61], со стороны Евразии включает арктические острова и Чукотский складчатый пояс, а на Американском континенте — структуры Северной Аляски.

Анализ аномального значения силы тяжести в свободном воздухе показывает, что континентальные шельфы Чукотского и Восточно-Сибирского морей отделены от океанической области четко выраженной системой максимумов, соответствующих осадкам, которые отлагались на его краю и не компенсировались прогибанием фундамента [111, 119]. Присутствие фрагментов каледонид (элсмирид) предполагается на шельфе Аляски и в северной части Чукотского моря [64].

Несмотря на резкий изгиб фронта мезозойских надвигов на траверзе мыса Хоуп, субширотная ориентировка структур деформации и связанных с ними осадочных бассейнов сохраняется на территории Северной Аляски (см. рис. 2).

Кроме субширотных на шельфе установлены меридиональные структуры, иногда проникающие в основание континентального склона. На шельфе Чукотского моря в сторону Канадского бассейна имеются два субмеридиональных выступа континентальной окраины — Чукотское плато и хребет Нортвинд [6, 32]. Поверхность плато рассечена субмеридионально ориентированными структурами растяжения [6]. Кора Чукотского плато по сейсмическим и гравиметрическим данным имеет континентальную природу. Палеозойские комплексы представлены платформенными мелководными, преимущественно карбонатными, отложениями. Выше залегает мел-кайнозойский терригенный чехол [61, 99].

Вдоль меридианов 165°–168° з.д. сейсмическими работами выявлена субмеридиональная праводвиговая зона Ханна, развивавшаяся с палеоцена до среднего эоцена [116]. Эта зона с разной степенью отчетливости прослеживается в потенциальных полях [47]. Прямыми наблюдениями и по результатам комплексной обработки магнитных и гравитационных данных нарушения зоны Ханна по системе субпараллельных эшелонированных разрывов прослежены в Берингово море [70]. Предполагается, что эта протяженная сдвиговая зона имеет праводвиговую компоненту смещения и затрагивает как земную кору, так и верхнюю мантию. Амплитуда смещения по меридиональной сдвиговой зоне оценивается в 400 км [134].

Полученные данные позволили предположить, что полоса эшелонированных дизъюнктивных нарушений является границей между Новосибирско-Чукотской и Северо-Аляскинской мик-

роплитами [77]. Это меняет представления о целостности Чукотско-Северо-Аляскинской микроплиты, однако хорошо согласуется с резким (90°) разворотом простирания фронта мезозойской складчатости близ мыса Хоуп (см. рис. 2).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Приведенные выше данные отражают основные закономерности строения Атлантико-Арктической рифтовой системы и ряда важнейших структур Арктического региона. Длительное многоэтапное развитие структур отражено в проявлении разноплановых геологических событий (рис. 3). Анализ событий нацелен на выявление процессов и механизмов, определявших развитие ААРС, и их обобщение в рамках непротиворечивой системы представлений.

По времени начала спрединга вдоль простирания ААРС отчетливо выделяются две группы сегментов — с 5 по 8 и с 1 по 4 (см. рис. 3). История развития первой группы охватывает все время раскрытия Атлантики, а раскрытие сегментов второй группы тяготеет к середине общего временного интервала. В каждой из групп значения времени начала спрединга образуют монотонно возрастающие последовательности, которые отражают общее развитие рифтогенеза в сторону Северного полюса (см. рис. 3).

В плане траектории развития рифтогенных структур обеих групп сходятся на разломе 15 градуса, служащего южной границей Центрально-Атлантического сегмента ААРС, с которого началась история развития всей рифтовой системы (см. рис. 1). В современной структуре сегмент расположен в средней части ААРС, а его осевой отрезок САХ находится практически на равном удалении от фрагментов некогда единой Центрально-Атлантической магматической провинции (ЦАМП).

Эти закономерности отчетливо указывают на то, что спрединг в Центрально-Атлантическом сегменте ААРС 170 млн лет назад был инициирован прогрессивным расхождением блоков континентальной литосферы, существенно переработанной при формировании гигантской магматической провинции ЦАМП около 200 млн лет назад.

Тяготение траектории растущей рифтовой системы к ослабленным участкам литосферы отчетливо выражено в соотношении возрастов доспрединовых магматических провинций и времени начала спрединга и в других сегментах (см. рис. 1, 3). Спредингу в Антарктическом сегменте 140 млн лет назад предшествовало появление магматических провинций Чон Айк и Феррар (188 и 184 млн лет, соответственно). Магматические провинции Парана и Етендека 134 млн лет назад своим появлением подготовили континентальную литосферу к

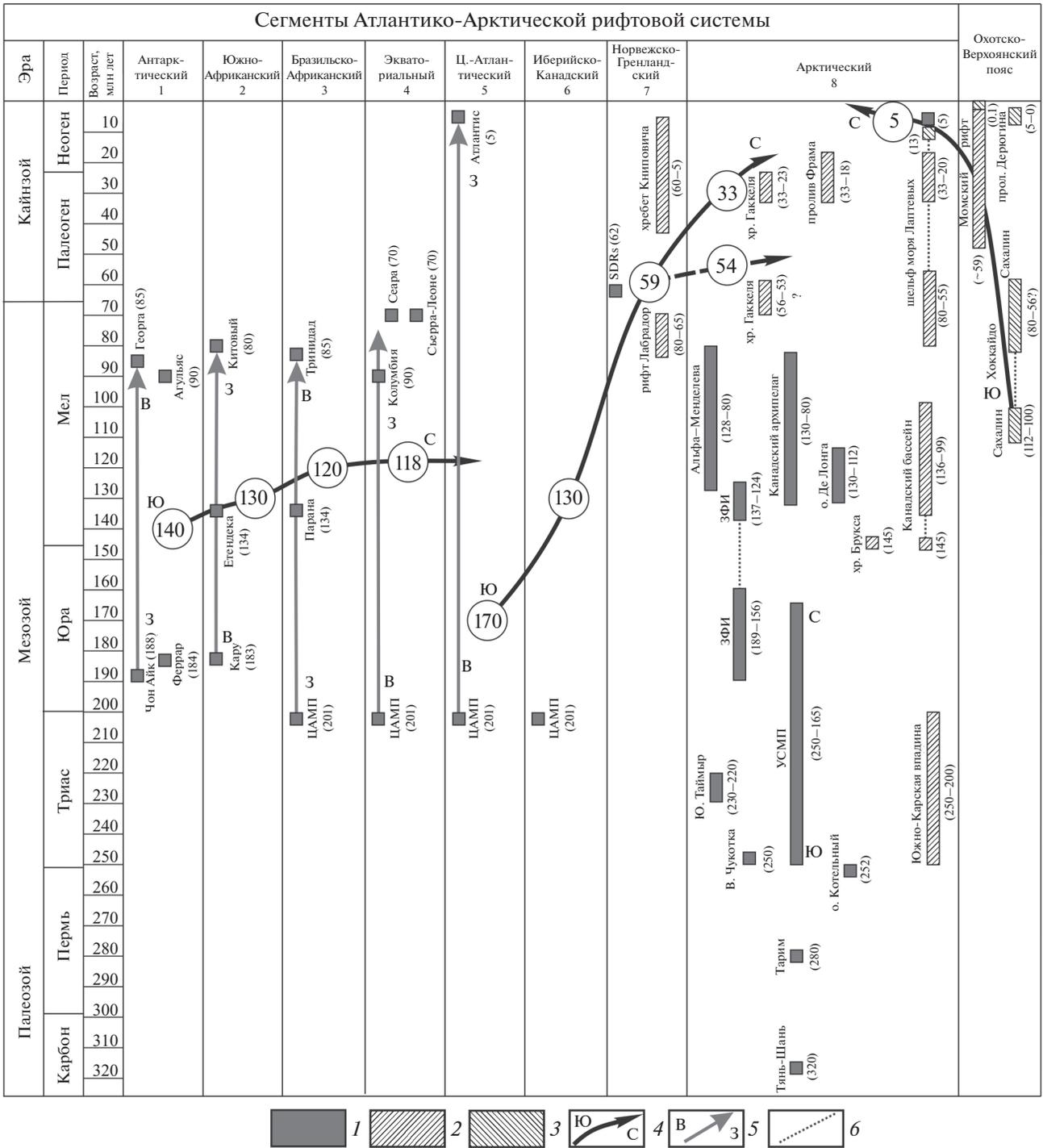


Рис. 3. Схема геологических событий и процессов (по данным [34, 35, 44, 76, 78, 84, 93, 96, 110, 112, 118, 124, 125, 137, 148 и др.]).

1 – магматические; 2 – рифтогенные; 3 – коллизионные и сдвиговые; 4–5 – тренды развития и их ориентировка по сторонам света: 4 – рифтогенеза, 5 – магматизма; 6 – реактивация структуры

раскрытию Южно-Африканского и Бразильско-Африканского сегментов в интервале времени 130–120 млн лет. В северном направлении вдоль простирания ААРС разрыв во времени между формированием магматических провинций и началом спрединга сокращается (см. рис. 1).

Тесная пространственная связь развития ААРС с доспрединовыми магматическими провинциями свидетельствует о длительном – от инициации внутриконтинентального рифтинга до начала спрединга – динамическом воздействии на определенные области литосферы. Это же воздей-

стве не прекратилось и после начала спрединга и отражено в развитии синспрединговых магматических провинций вдоль траекторий расхождения блоков континентальной литосферы (см. рис. 1, 3).

Помимо магматических провинций на определение траектории роста ААРС очевидно влияли геологические неоднородности в континентальной литосфере, подвергшейся коллизионной переработке на разных этапах геологической истории. В современной структуре Гренландии, Канадского архипелага и Европы отчетливо проявлены субширотные пояса и сутуры, связанные с байкальским тектогенезом (см. рис. 2). К некоторым из них приурочены трансформные разломы, заложившиеся при формировании современного структурного плана Северной Атлантики. Не менее важную роль в определении траектории Атлантического рифта сыграли области каледонского и герцинского тектогенеза. Так, следуя каледонским деформациям, разлом Грейт-Глен протягивается от северо-западной Ирландии на восточном борту Атлантики к острову Ньюфаундленд на западе (см. рис. 2), а широтный трансформный разлом Чарли-Гиббс находится на простирации разобщенных Северной Атлантикой фронтов герцинской складчатости (см. рис. 1).

Наличие трансформных разломов является неотъемлемым атрибутом структурной организации ААРС. Наибольшее развитие получили левосторонние сдвиги с очень широким спектром амплитуд (см. рис. 1, см. рис. 2). На явную подчиненность правосторонних смещений осей спрединга указывает отсутствие среди них демаркационных разломов, разделяющих крупные сегменты ААРС.

Автор полагает, что явное преобладание левосторонних смещений осей спрединга в организации ААРС отражает энергетически более экономичный путь выравнивания напряжений в литосфере. Примерами тупикового развития по правосдвиговому сценарию могут служить рифтовая система моря Лабрадор, отмершая Иберийская ветвь ААРС, рифт Эгир, переход от рифта Колбенсейн к рифту Мона (см. рис. 2). Во всех случаях правосдвиговые рифтовые системы либо вырождаются, либо переориентируются на развитие с левосторонними смещениями. Так, рифтовая система Мона, получив возможность свободного развития, приспособилась к левосдвиговой демаркационной зоне (см. рис. 2).

Установленная направленность развития ААРС с юга на север отражает существование физических факторов, заставляющих рифтовую систему смещаться в сторону полюса. Рассмотренные выше закономерности развития рифтовых систем показывают планетарный масштаб этих факторов и продолжительное, если не постоянное, влияние

на геологическую среду. К числу таких факторов относится динамическая система напряжений, связанная с вращением Земли.

Автор полагает, что развитие ААРС с юга на север и закономерное формирование характерного набора структур в каждом новообразованном сегменте обусловлено влиянием ротационного фактора. Именно такой фактор мог обеспечить устойчивое динамическое воздействие на литосферу и поддержание тектонического режима в структуре планетарного масштаба на протяжении 170 млн лет геологической истории. Вполне вероятно, что неизбежные циклические вариации параметров вращения отражены в девиациях траектории ААРС.

В общем смысле влияние ротационного фактора на литосферу основано на ее стремлении к равновесному состоянию. Физические основы процесса рассмотрены в [54] и сводятся к следующим основным положениям. Массы твердых оболочек Земли, распределенных асимметрично относительно оси вращения сфероида, стремятся занять равновесное положение, при котором тензор инерции имеет диагональный вид. Это достигается сочетанием двух видов движения: по направлению к экватору с возрастанием главной осевой компоненты тензора инерции и вдоль экватора с уменьшением тангенциальных компонент тензора инерции [54].

Тектоническим следствием процесса является развитие характерного набора сопряженных структур. Полюсобежное движение литосферных масс способствует появлению и обеспечивает возможность проградации в северном направлении меридиональных рифтов, а движения вдоль экватора приводят к их рассечению широтными трансформами на отдельные отрезки.

Именно эти элементы и определяют структурную организацию ААРС. Общую последовательность ее развития можно представить следующим образом. На некотором этапе роста рифта вкост его простирацию возникает субширотно ориентированная ослабленная зона (рис. 4, а). Заложение ее может быть обусловлено либо структурно-вещественной неоднородностью среды, либо ее приближением к пределу прочности на границе сегментов с разной по каким-либо причинам угловой скоростью вращения. Существенное влияние может оказывать увеличивающаяся при удалении от полюса тангенциальная скорость на поверхности сфероида при постоянной угловой скорости, но при наличии гетерогенностей в литосфере. Превышение предела прочности приводит к левостороннему смещению смежных сегментов 1 и 2 по трансформному сдвигу, возникающему на месте ослабленной зоны (см. рис. 4, б). Относительное смещение (поворот) сегментов наиболее вероятно отражает запаздывание во

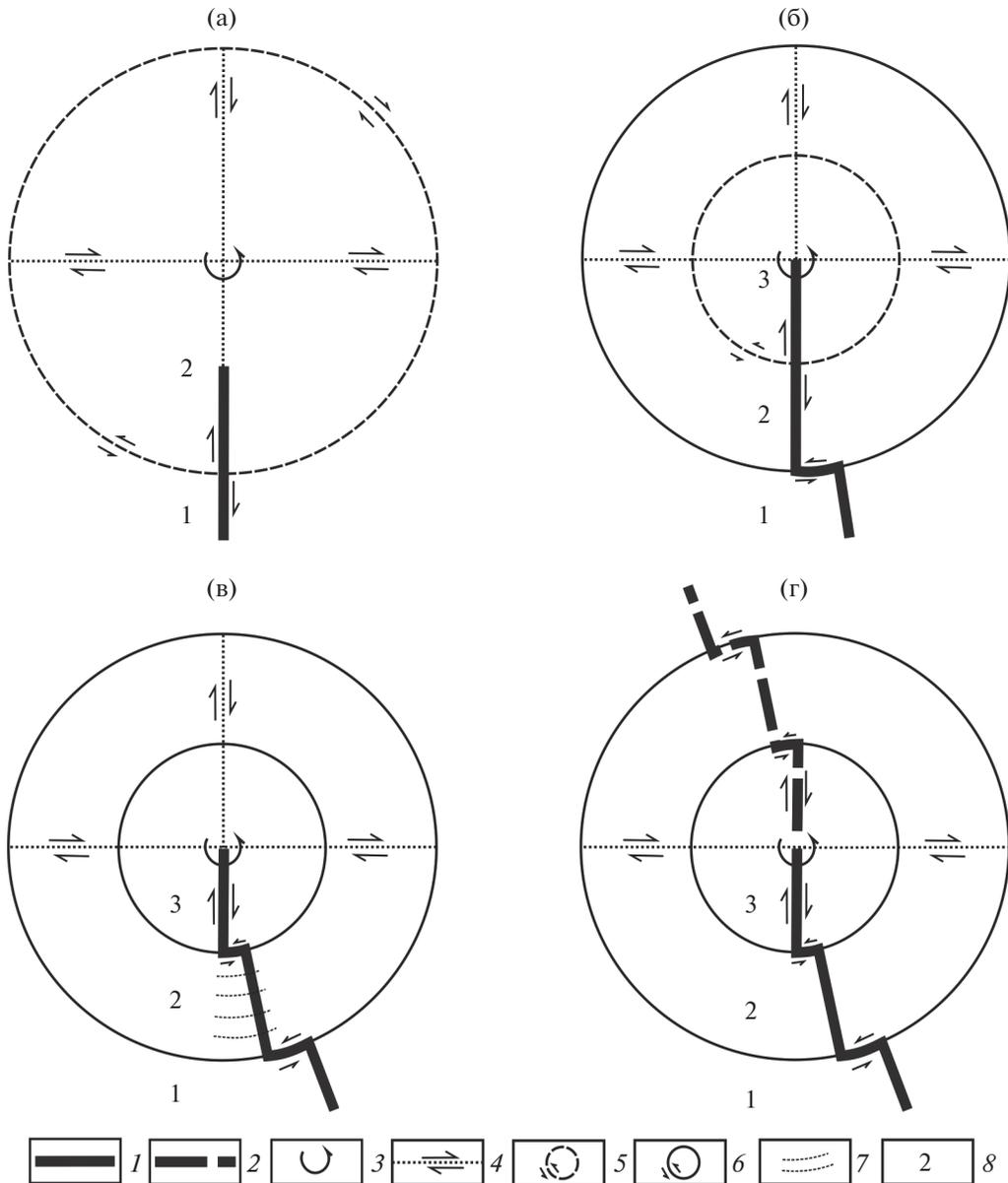


Рис. 4. Схема последовательного заложения левосторонних широтных сдвигов в меридиональных рифтовых структурах (северная полярная проекция).

1–2 – рифтовые системы: 1 – растущая, 2 – прогнозируемая; 3 – направление вращения Земли; 4–5 – протосрывы и их кинематика: 4 – меридиональные, по [128], 5 – широтные; 6–7 – трансформные разломы и их кинематика: 6 – демаркационные, 7 – локальные; 8 – номера сегментов в порядке раскрытия рифтовых систем

вращении сегмента с меньшей угловой скоростью. Эффект торможения может возникнуть при повышенном трении подошвы литосферы в присутствии холодных блоков в подлитосферной мантии. Фактором, влияющим на меньшее запаздывание приполярных сегментов по сравнению с приэкваториальными, может быть приливное воздействие на литосферу, которое при постоянной угловой скорости имеет больший эффект в областях с большей тангенциальной скоростью.

Дальнейшая проградация меридиональной структуры приведет к заложению новой субширотной ослабленной зоны с последующим смещением по ней смежных сегментов 2 и 3 (см. рис. 4, в). В пределах части рифта, ограниченной крупными демаркационными разломами, продолжается заложение и рост нарушений меньшего масштаба (локальных). Это могут быть как отдельные разломы, отстоящие друг от друга на значительное расстояние по долготе, так и характерные для Экваториальной части Атлантики полиразломные

системы, имеющие сложную структурную организацию.

Поведение рифтовой системы после достижения полюса вызывает особый интерес. Можно предположить, что поскольку проградация рифта в северном направлении обеспечивается за счет полюсобежного движения литосферных масс, то причин (движущих сил) для дальнейшего развития рифта после достижения полюса не существует. Автор полагает этот вывод важнейшим для понимания развития рифтовых систем, но требующим дальнейшего осмысления и проверки.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Предложенная аналоговая модель развития рифтовой системы представляется достаточно непротиворечивой, учитывающей и объясняющей основные закономерности развития ААРС под влиянием ротационного фактора. Полученный в модели структурный рисунок соответствует сдвиговой организации ААРС и согласуется с омоложением времени раскрытия ее сегментов в северном направлении.

Следует отметить, что ряд наблюдаемых в природе явлений теоретической моделью не учитывается или, возможно, противоречит ей. Так, предложенная модель не предполагает развития ААРС после пересечения полюса. Тем не менее, Лаптевоморский фланг хребта Гаккеля находится за предполагаемой конечной точкой развития. Два принципиальных соображения позволяют считать это противоречие не критичным для развиваемых представлений. Прежде всего, следует принять во внимание возможную, если не обязательную, миграцию полюса – рассматриваемая в современной структуре региона рифтовая система в момент заложения могла подчиняться иным динамическим условиям. Кроме того, раскол литосферы (особенно холодной, характерной для Евразийского бассейна) относится к числу инертных процессов и мгновенная фиксация разлома в некоторой расчетной точке представляется просто невозможной. В поддержку модельных представлений свидетельствует ряд закономерностей, рассмотренных при описании Евразийского бассейна, к ним относятся:

- прогрессивное сокращение скорости спрединга в хребте Гаккеля по мере удаления от Атлантики;
- сужение зоны магнитных аномалий в сторону моря Лаптевых;
- отсутствие трансформных по отношению к хребту гравитационных аномалий к востоку от меридиана 75° в.д.;
- малое количество базальтового материала и сильная расчлененность рельефа хребта, что ука-

зывает на протекание рифтогенеза в холодной хрупкой коре.

Эти данные указывают на постепенное выхождение хребта Гаккеля в полярной области.

Критика предлагаемой модели может быть вызвана тем, что она объясняет появление только левых сдвигов под влиянием ротационного фактора, но правые сдвиги в структуре ААРС тем не менее существуют. Подчиненное развитие и геологическая нежизнеспособность таких структур были рассмотрены выше. Можно предположить, что их появление является вынужденным отклонением от генеральной закономерности под влиянием локальных неоднородностей в литосфере и/или связано с циклическими вариациями параметров вращения.

Анализ строения Арктического региона позволил выявить широкое развитие рифтогенных структур, ориентированных преимущественно по долготе (см. рис. 2). К ним относятся:

- хребет Гаккеля в Евразийском бассейне;
- трои Франц-Виктория, Святой Анны и Воронина на шельфе Баренцева моря;
- рифтогенные трои, разделяющие блоки фундамента в Южно-Карской впадине;
- рифты и Западно-Сибирской плиты; грабены на поверхности Чукотского платообразного поднятия;
- Момский рифт в Охотско-Верхоянском поясе;
- сдвиговая зона Ханна, протягивающаяся от Берингова пролива вглубь региона и многие другие.

Ряд морфологически не выраженных субмеридиональных структур, таких как Лаптевоморские рифты, дайковые рои от Евразийской континентальной окраины до Канадского Арктического архипелага и крупные разломы отражены в потенциальных полях. В том числе, меридионально ориентированный линейный гравитационный минимум маркирует ось Канадского бассейна и интерпретируется как ось рифтогенеза и/или спрединга. Субмеридиональная ориентировка прослеживается в пространственном положении и омоложении возрастов образования магматических провинций (см. рис. 3).

Их появление хорошо согласуется с развиваемыми в статье представлениями о влиянии ротационного фактора, приводящего в общем случае к появлению долготных рифтовых структур и широтных трансформных разломов. Степень влияния широтных трансформных разломов, очевидно, возрастает к экватору и снижается в северном направлении. В отношении долготных рифтовых структур следует ожидать возрастания их количества, что обусловлено их сближением в приполярной области. Действительно, рассмотренные

выше рифтогенные структуры вытянуты в направлении Северного полюса, но с разных направлений. Эта закономерность представляется важной для понимания закономерностей деформации Арктической литосферы и заслуживает дальнейшего изучения.

Полученные результаты исследования значительно повлияли на прогнозные представления автора о дальнейшем развитии Западной Арктики. К началу написания данной статьи автор полагал, что в перспективе рифт Гаккеля продолжит свое развитие в сторону Верхоянской складчатой области, приспособится к ее сигмоидальному левостороннему изгибу и продолжит свое развитие вдоль восточного побережья Сахалина (см. рис. 1). Такой прогноз учитывал общую для ААРС тенденцию к минимизации энергетических затрат, приспособление трека внутриконтинентального рифтогенеза к структурно ослабленным и магматически переработанным областям и представлялся вполне логичным. В общем виде эти представления изложены в [140]. В рамках аналоговой модели прогнозируемое продолжение ААРС сохраняло бы все закономерности, присущие ААРС (см. рис. 4, г).

Однако полученные результаты совместного анализа структур разного уровня приводят к пересмотру сложившихся представлений. Отсутствие геодинамического мотива для проградации ААРС в сторону Охотоморских структур в сочетании с уже прекрасно развитыми к настоящему времени рифтогенными сдвиговыми субмеридиональными структурами и в Верхоянском складчатом поясе, и в Охотском море (впадина Дерюгина и др.) позволяют рассматривать их в составе встречной по отношению к ААРС рифтовой системы. Представление о развитии встречной к ААРС молодой рифтовой системы согласуется с данными о проявлении современной сейсмичности и существовании новейших рифтовых структур вдоль Охотско-Верхоянского пояса и на шельфе моря Лаптевых (см. рис. 3). Вполне возможно, что ее влияние ощущается уже сейчас и проявлено в асимметрии Евразийского бассейна. В рамках аналоговой модели прогнозируемая рифтовая система, развиваясь в сторону полюса, будет проявлять все черты ААРС как ее структурный, но более молодой аналог (см. рис. 4, г).

Поскольку механизм развития рифтовой системы под влиянием ротационного воздействия подразумевает прекращение ее проградации после достижения области полюса, Западная Арктика представляется конечным сегментом ААРС. Это не исключает активизации рассмотренного механизма в дальнейшем в случае появления нового доступного пространства и движущих сил для его реализации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Длительное многоэтапное развитие Атлантико-Арктической рифтовой системы в северном направлении и закономерное формирование характерного набора структур в каждом новообразованном сегменте отражают существование физических факторов, способных обеспечить стабильность параметров тектонического режима в структуре планетарного масштаба на протяжении 170 млн лет геологической истории. К числу таких факторов относится динамическая система напряжений, связанная с вращением Земли.

В основе влияния ротационного фактора на литосферу лежит ее стремление занять равновесное положение относительно оси вращения сфероида. Это достигается сочетанием двух видов движения: по направлению к экватору и вдоль него.

Полюсобежное движение стремящихся к равновесному положению литосферных масс способствует появлению и обеспечивает возможность проградации в северном направлении меридиональных рифтов, а движения вдоль экватора приводят к их рассечению широтными трансформами на отдельные отрезки.

Два следствия развития рифтовых систем в северном направлении за счет оттока литосферных масс представляются особенно важными для понимания процессов в Арктическом регионе. К ним относятся прекращение действия движущих сил для дальнейшего развития рифта после достижения полюса и сближение встречно ориентированных меридиональных структур в приполярной области.

С учетом закономерностей развития рифтовых систем под влиянием ротационного фактора Западная Арктика представляется конечным сегментом ААРС.

Благодарности. Автор выражает признательность анонимному рецензенту РФФИ по Проекту “Экспансия – 2019” и анонимным рецензентам журнала “Геотектоника”. Их замечания и рекомендации во многом способствовали улучшению рукописи.

Финансирование. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-15-50273.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аветисов Г.П. Еще раз о землетрясениях моря Лаптевых. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. С. 104–114.
2. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики. – С.-Пб.: ВНИИОкеанология, 1996. 185 с.

3. *Аветисов Г.П., Гусева Ю.В.* Глубинное строение района дельты Лена по сейсмологическим данным // Советская геология. 1991. № 4. С. 73–81.
4. *Андиева Т.А.* Тектоническая позиция и основные структуры моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2008. Т. 3. № 1. С. 1–28.
5. *Апლოнов С.В.* Геодинамика раннепалеозойского Обского океана. — М.: ИО АН СССР, 1987. 97 с.
6. *Арктический бассейн (геология и морфология).* — Под ред. В.Д. Каминского, А.Л. Пискарева, В.А. Поселова — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
7. *Баренцевская шельфовая плита.* — Под ред. И.С. Грамберга — Л.: Недра, 1988. 263 с.
8. *Богданов Н.А.* Тектоника арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
9. *Боголепов А.К., Журавлев В.А., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю.* Новые данные о глубинной структуре Карского моря (по результатам геолого-геофизических исследований) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 1. С. 159–162.
10. *Болдырев С.А.* Сейсмогеодинамика Срединно-Атлантического хребта. — М.: МГК, 1998. 124 с.
11. *Бонатти Э.* Происхождение крупных разломных зон, смещающих Срединно-Атлантический хребет // Геотектоника. 1996. № 6. С. 5–16.
12. *Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В. и др.* Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
13. Геология и полезные ископаемые России. — В кн.: *Арктические моря (Арктические и дальневосточные моря).* — Под ред. И.С. Грамберга, В.Л. Иванова, Ю.Е. Погребницкого — СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. Кн. 1. Т. 5. 468 с.
14. *Глебовский В.Ю., Карасик А.М., Меркурьев С.А. и др.* Особенности процесса разрастания Северной Атлантики по данным площадных гидромагнитных съемок на хребте Рейкьянес и в Исландской котловине — В сб.: *Электромагнитная индукция в Мировом океане.* — М.: Наука, 1990. Ч. 1. С. 22–34.
15. *Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н. и др.* История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геоисторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21–42.
16. *Гордин В.М.* Интерпретация аномального магнитного поля океанов Вайном—Мэтьюзом. — В кн.: *Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы.* — Под ред. В.Н. Шолпо — М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 27–29.
17. *Грамберг И.С., Косыко М.К., Лазуркин Д.В., Погребницкий Ю.Е.* Основные этапы и рубежи развития Арктической континентальной окраины СССР в неогене // Советская геология. 1984. Вып. 7. С. 32–40.
18. *Грамберг И.С., Деменицкая Р.М., Секретов С.Б.* Система рифтогенных грабенов шельфа моря Лаптевых как недостающее звено рифтового пояса хребта Гаккеля — Момского хребта // Докл. АН СССР 1990. Т. 311. № 3. С. 689–694.
19. *Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г. и др.* Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. 1985. № 1. С. 95–98.
20. *Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М.* Срединный Арктический хребет и его материковое продолжение // Геоморфология. 1970. № 1. С. 42–45.
21. *Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М.* Проблемы связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля. — В кн.: *Геофизические методы разведки в Арктике.* — Л.: НИИГА, 1973. Вып. 8. С. 56–75.
22. *Джексон Г.Р., Джонсон Г.Л.* Строение и история развития Американо-Евразийского бассейна. — В сб.: *Геология Арктики.* — 27 МГК. Т. 4. Докл. 2. Кол. 04. — М.: Наука, 1984. С. 119–128.
23. *Дараган-Суцова Л.А., Петров О.В., Дараган-Суцов Ю.И. и др.* История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным // Региональная геология и металлогения. 2020. № 84. С. 25–44.
24. *Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю.* // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 655–672.
25. *Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В. и др.* Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1126–1144.
26. *Драчев С.С.* Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43–58.
27. *Драчев С.С.* О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. 2002. № 6. С. 60–76.
28. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. Т. 2. 334 с.
29. *Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Писецкий В.Б. и др.* Новые данные о строении фундамента Западно-Сибирской плиты // Литосфера. 2012. № 4. С. 91–106.
30. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Океанические и континентальные рифты северо-восточной Азии и области их сочленения (сейсмотектонический анализ) // Литосфера. 2004. № 4. С. 44–61.
31. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Сейсмотектоника Якутии. — Под ред. Г.С. Гусева — М.: ГЕОС, 2000. 226 с.
32. *Кабаньков В.Я., Андреева И.А., Иванов В.И., Петрова В.И.* О геотектонической природе системы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое значение донных осадков в ее определении // Геотектоника. 2004. № 6. С. 33–48.
33. *Карасик А.М., Устрицкий В.И., Храмов А.Н.* История формирования Северного Ледовитого океана. — В сб.: *Геология Арктики.* — 27 МГК. Т. 4. Докл. 2. Кол. 04. — М.: Наука, 1984. С. 151–159.
34. *Карякин Ю.В., Ляпунов С.М., Симонов В.А. и др.* Мезозойские магматические комплексы архипелага

- лага Земля Франца Иосифа. Геология полярных областей Земли. — Мат-лы XLII Тектонического совещания. — М.: ГЕОС, 2009. Т. 1. С. 257–263.
35. *Карякин Ю.В., Шипилов 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.
 36. *Кинг Ф.Б.* Геологическое развитие Северной Америки. — Под ред. В.Е. Хаина — М.: Изд-во Иностранной литературы, 1961. 299 с.
 37. *Кленова М.В., Лавров В.М.* Геология Атлантического океана. — М.: Наука, 1975. 460 с.
 38. *Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л. и др.* Реконструкции перемещений плит в Арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1108–1125.
 39. *Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М. В. и др.* Геодинамическая Модель Развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.
 40. *Мащенко С.П., Астафурова Е.Т., Глебовский В.Ю. и др.* Модель глубинного строения земной коры по опорному геофизическому разрезу в Карском море. — В кн.: *Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона.* — С.-Пб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 69–89.
 41. *Метелкин Д.В.* Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 4. С. 500–522.
 42. *Морозов А.Ф., Петров О.В., Шокальский С.П. и др.* Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-Арктических поднятий // Региональная геология и металлогения. 2013. № 53. С. 35–55.
 43. *Никишин А.М., Старцева К.Ф., Вержбицкий В.Е. и др.* Сейсмостратиграфия и этапы геологической истории осадочных бассейнов Восточно-Сибирского и Чукотского морей и сопряженной части Американо-Сибирского бассейна // Геотектоника. 2019. № 6. С. 3–26.
 44. *Никишин А.М., Мальшев Н.А., Петров Е.И.* Основные проблемы строения и истории геологического развития Арктического океана // Вестн. РАН. 2020. Т. 90. № 5. С. 434–446.
 45. *Пейве А.А., Чамов Н.П.* Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 38–57.
 46. *Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А. и др.* Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // Физика Земли. 2009. № 2. С. 66–83.
 47. *Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В. и др.* Хребет Ломоносова как естественное продолжение материковой окраины Евразии в Арктический бассейн // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 12. С. 1662–1680.
 48. *Пучков В.Н.* Плюмы — новое слово в геологии Урала // Литосфера. 2018. Т. 18. № 4. С. 483–499.
 49. *Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др.* Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31.
 50. *Сколотнев С.Г., Федонкин М.А., Корнийчук А.В.* Новые данные о геологическом строении юго-западной части Поднятия Менделеева (Северный Ледовитый океан) // Доклады РАН. 2017. Т. 476. № 2. С. 190–196.
 51. *Соколов С.Ю.* Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // Доклады РАН. 2011. Т. 437. № 3. С. 378–383.
 52. *Соколов С.Ю.* Состояние геодинамической подвижности в мантии по данным сейсмотомографии и отношению скоростей Р и S волн // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2014. № 2. С. 55–67
 53. *Соколов С.Ю.* Атлантико-Арктическая рифтовая система: подход к геодинамическому описанию по данным сейсмической томографии и сейсмичности // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 4. С. 79–88.
 54. *Соколов С.Ю.* Тектоника и геодинамика экваториального сегмента Атлантики. — М.: Научный мир, 2018. 269 с. (Тр. ГИН РАН. 2018. Вып. 618).
 55. *Сурков В.С., Кузнецов В.Л., Латышев В.И., Смирнов Л.В.* Структура земной коры Западно-Сибирской плиты. — В кн.: *Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология.* — Под ред. Д.А. Додина, В.С. Суркова — СПб.: ВНИИОкеанология. 2002. С. 325–327.
 56. *Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В., Андреевичев В.Л.* Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 4. С. 965–969.
 57. Тектоническая карта Европы. М-б: 1 : 1750000. — Под ред. А.Л. Яншина — М.: АН СССР—ГГК СССР, 1964. 6 л.
 58. Тектоническая карта Евразии. М-б 1 : 5000000. — Под ред. А.Л. Яншина — М.: ГИН АН СССР—ГУГК МГиОН СССР, 1966. 12 л.
 59. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. М-б 1 : 2500000. — Под ред. Н.А. Богданова и В.Е. Хаина — М.: ИЛРАН, 1996. 2 л.
 60. *Тимонин Н.И.* Строение литосферы и нефтегазонасыщенность Баренцево-Карского региона // Литосфера. 2009. № 2. С. 41–55.
 61. *Филатова Н.И., Хаин В.Е.* Структуры Центральной Арктики и их связь с мезозойским Арктическим плюмом // Геотектоника. 2009. № 6. С. 24–51.

62. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка. — М.: Недра, 1971. 548 с.
63. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. — М.: Научный мир, 2001. 606 с.
64. 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.
65. Харин Г.С. Импульсы магматизма Исландского плюма // Петрология. 2000. Т. 8. № 2. С. 115–130.
66. Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. — М.: Иностранная литература, 1962. 148 с.
67. Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Костылева В.В. и др. Строение и состав осадочного чехла района рифта Книповича и впадины Моллой (Норвежско-Гренландский бассейн) // Литология и полезн. ископаемые. 2010. № 6. С. 594–619.
68. Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. — М.: ГЕОС, 2016. 234 с. (Тр. ГИН РАН. 2016. Вып. 609).
69. Чамов Н.П., Стукалова И.Е., Соколов С.Ю. и др. Тектоно-седиментационная система подводных гор Атлантик—Метеор (Северная Атлантика): обстановки вулканизма и седиментации в позднем миоцене—плиоцене, положение в ряду Атлантик—Арктических структур // Литология и полезн. ископаемые. 2019. № 5. С. 418–438.
70. Чехович В.Д., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Позднемеловая палеогеновая трансформная граница Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в земной коре Чукотско-Аляскинского шельфа // ДАН. 2014. Т. 459. № 6. С. 730–735.
71. Шатский Н.С. О тектонике Арктики. — В кн.: Геология и полезные ископаемые севера СССР. — Т. 1. Геология. — Л.: Изд-во Главсевморпути, 1935. С. 149–168.
72. Шипард Ф. Геология моря. — М.: Иностранная литература, 1951 г. 360 с.
73. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. — Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 306 с.
74. Шипилов Э.В. Генерации спрединговых впадин и стадии распада вегенеровской Пангеи в геодинамической эволюции Арктического океана // Геотектоника. 2008. № 2. С. 32–54.
75. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В., Матишов Г.Г. Баренцевско-Амеразийский юрско-меловой суперплюм и инициальный этап геодинамической эволюции Арктического океана // ДАН. 2009. Т. 426. № 3. С. 369–372.
76. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Дайки острова Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа): тектоническая позиция и геодинамическая интерпретация // ДАН. 2014. Т. 457. № 3. С. 327–331.
77. Шипилов Э.В. Базальтоидный магматизм и сдвиговая тектоника арктической континентальной окраины Евразии в приложении к начальному этапу геодинамической эволюции Амеразийского бассейна // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 12. С. 2115–2142.
78. Antobreh A.A., Faleide J.I., Tsikalas F., Planke S. Rift-shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data // *Marin. Petrol. Geol.* 2009. Vol. 26. P. 345–368.
79. Backman J., Jakobsson M., Frank M. et al. Age model and core-seismic integration for the Cenozoic Arctic Coring Expedition sediments from the Lomonosov Ridge // *Paleoceanography*. 2008. Vol. 23. P. 1–15.
80. Bonatti E., Raznitsin Y., Bortoluzzi G. et al. Geological studies of the eastern part of the Romanche Transform (Equatorial Atlantic): A first report // *Giornale di Geologia*. 1991. Vol. 53. No. 2. P. 31–48.
81. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.A. et al. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // *Geology*. 2003. Vol. 31. No. 9. P. 825–828.
82. Bruvold V., Kristoffersen Y., Coakley B.J., Hopper J.R. Hemipelagic deposits on the Mendeleev and northwestern Alpha submarine Ridges in the Arctic ocean: Acoustic stratigraphy, depositional environment and an inter-ridge correlation calibrated by the ACEX results // *Marin. Geophys. Res.* 2010. Vol. 31. P. 149–171.
83. Bruvold V., Kristoffersen Y., Coakley B.J. et al. The nature of the acoustic basement on Mendeleev and northwestern Alpha ridges, Arctic Ocean // *Tectonophysics*. 2012. Vol. 514–517. P. 123–145.
84. Bryan S., Ernst R. Revised Definition of Large Igneous Province (LIP) // *Earth Sci. Rev.* 2008. Vol. 86. P. 175–202.
85. Cande S.C., Kent D.V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100(B4). P. 6093–6095.
86. Coakley B., Brumley K., Lebedeva-Ivanova N., Mosher D. Exploring the geology of the central Arctic Ocean; understanding the basin features in place and time // *J. Geol. Soc. London*. 2016. Vol. 173. No. 6. P. 967–987.
87. Cochran J.R., Kurras G.J., Edwards M.H., Coakley B.J. The Gakkell Ridge: bathymetry, gravity anomalies, and crustal accretion at extremely slow spreading rates // *J. Geophys.* 2003. Vol. 108. P. 2116–2137.
88. Cochran J.R., Edwards M.H., Coakley B.J. Morphology and structure of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. Vol. 7. No. 5. P. 1–26.
89. Cook D., Fujita K., McMullen C.A. Present-day plate interactions in North Asia: North American, Eurasian, and Ochotsk plates // *J. Geodynamics*. 1986. No. 6. P. 33–51.
90. Døssing A., Jackson H.R., Matzka J. et al. On the origin of the Amerasia Basin and the High Arctic Large Igneous Province — Results of new aeromagnetic data // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. Vol. 363. P. 219–230.

91. *Dassing A., Hansen T.M., Olesen A.V. et al.* Gravity inversion predicts the nature of the Amundsen basin and its continental borderlands near Greenland // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. Vol. 408. P. 132–145.
92. *Dove D., Coakley B., Hopper J., Kristoffersen Y.* Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics // *Geophys. J. Int.* 2010. Vol. 183. P. 481–502.
93. *Eldholm O., Coffin M.* Large Igneous Provinces and Plate Tectonics // *Geophys. Monograph Series.* 2000. Vol. 121. P. 309–326.
94. *Emery K.O., Uchupi E.* The Geology of the Atlantic Ocean. – (N.Y.: Springer, 1984), pp. 1050.
95. *Engen O., Eldhom O., Bungum H.* The Arctic Plate Boundary // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. No. B2. P. 1–17.
96. *Gernigon L., Franke D., Geoffroy L. et al.* Crustal fragmentation, magmatism, and the diachronous opening of the Norwegian-Greenland Sea // *Earth Sci. Rev.* 2019. Vol. 196. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.011>
97. *Glebovsky V.Yu.* Magnetic anomalies and the history of the Reykjanes Ridge seafloor spreading. – XXI General Assembly 2–14 July 1995, Boulder, Colorado, USA – (IUGG, 1995. Abstracts Week A). P. A180.
98. *Glebovsky V.Yu., Kaminsky V.D., Minakov A.N. et al.* Formation of the Eurasia basin in the Arctic Ocean as inferred from geohistorical analysis of the anomalous magnetic field // *Geotectonics.* 2006. Vol. 40. No. 4. P. 263–281.
99. *Grantz A., May S.D., Taylor P.T., Lawver L.A.* Canada basin. – In: *Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin, and the geometry and timing of rifting in the Amerasia basin, Arctic Ocean.* – Ed. by A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney, (The Geology of North America. The Arctic Ocean Region. – Ed. by A. Grantz, D.L. Clark, R.L. Phillips et al. // *GSA Bull.* 1998. Vol. 110. No. 6. P. 801–820.
100. *Grantz A., Pease V.L., Willard D.A. et al.* Bedrock cores from 89° North: implications for the geologic framework and Neogene paleoceanology of the Lomonosov Ridge and a tie to the Barents shelf // *GSA Bull.* 2001. Vol. 113. No. 10. P. 1272–1284.
101. *Hildebrand R.S.* Dismemberment and northward migration of the Cordilleran orogen: Baja-BC resolved // *GSA Today.* 2015. Vol. 25. No. 11. P. 4–11.
102. *Ivanova N.M., Sakoulina T.S., Roslov Yu.V.* Deep seismic investigation across the Barents–Kara region and Novozemelskiy Fold Belt (Arctic Shelf) // *Tectonophysics.* 2006. Vol. 420. P. 123–140.
103. *Jackson H.R., Forsyth D.A., Johnson G.L.* Oceanic affinities of the Alpha ridge, Arctic ocean // *Marin. Geol.* 1986. Vol. 73. P. 237–261.
104. *Jokat W., Uenzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T.* ARCTIC’91: Lomonosov Ridge – A double sided continental margin // *Geology.* 1992. Vol. 20. P. 887–890.
105. *Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Schöne T.* New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // *Geophys. J. Int.* 1995. Vol. 122. P. 378–392.
106. *Jokat W., Micksch U.* Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2004. Vol. 31. L02603. <https://doi.org/10.1029/2003GL018352>
107. *Kashubin S.N., Petrov O.V., Artemieva I.M. et al.* Crustal structure of the Mendeleev Rise and the Chukchi Plateau (Arctic Ocean) along the Russian wide-angle and multichannel seismic reflection experiment “Arctic-2012” // *J. Geodynam.* 2018. Vol. 119. P. 107–122.
108. *Knudsen C., Hopper J.R., Bierman P.R. et al.* Samples from the Lomonosov Ridge place new constraints on the geological evolution of the Arctic Ocean. – In: *Circum-Arctic lithosphere evolution.* – Ed. by V. Pease, B. Coakley // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 2017. Vol. 460. P. 397–418.
109. *Kristoffersen Y.* Eurasia Basin in the Geology of North America. – In: *The Arctic Ocean Region.* – Ed. by A. Grantz, L. Johnson, J.F. Sweeney, (Geol. Soc. Am. Colorado. Boulder. 1990. Vol. L). P. 365–378.
110. *Kuzmichev A.B., Pease V.L.* Siberian trap magmatism on the New Siberian Islands: constraints for Arctic Mesozoic plate tectonic reconstructions // *J. Geol. Soc.* 2007. Vol. 164. P. 959–968.
111. *Laxon S., McAdoo D.* Sattelites provide new insights into polar geophysics // *EOS–AGU Transections.* 1998. Vol. 79. P. 69–72.
112. *Le Gall B., Tshoso G., Dyment J.* The Okavango giant mafic dyke swarm (NE Botswana): Its structural significance within the Karoo Large Igneous Province // *J. Struct. Geol.* 2005. Vol. 27. P. 2234–2255.
113. *Lebedev S., van der Hilst R.D.* Global upper-mantle tomography with the automated multimode inversion of surface and S-wave forms // *Geophys. J. Int.* 2008. Vol. 173. № 2. P. 505–518.
114. *Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Y.Y., Langinen A.E., Sorokin M.Y.* Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82° N: evidence of continental crust // *Geophys. J. Int.* 2006. Vol. 165. P. 527–544.
115. *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. Vol. 40. P. 737–745.
116. *Lothamer R.T.* Early Tertiary wrench faulting in the North Chukchi basin, Chukchi Sea, Alaska. – *Proc. ICAM.* 1992 (U.S Mineral Management Service, OCS Study, MMS 94-0040). P. 251–256.
117. *Lundin E.R., Doré A.G., Redfield T.F.* Magmatism and extension rates at rifted margins // *Petrol. Geosci.* 2018. Vol. 24. No. 4. P. 379–392.
118. *Marzulli A., Bertrand H., Nasrddine Y. et al.* The Central Atlantic magmatic province (CAMP) in Morocco // *J. Petrology.* 2019. Vol. 60. No. 5. P. 945–996.
119. *Mazarovich A.O., Sokolov S.Yu.* Tectonic subdivision of the Chukchi and East Siberian Seas // *Russian J. Earth Sci.* 2003. Vol. 5. No. 3. P. 185–202.

120. *McWhae J.R.* Tectonic history of Northern Alaska, Canadian Arctic, and Spitsbergen regions since Early Cretaceous // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1986. Vol. 70. No. 4. P. 430–450.
121. *Michael P.J., Langmuir C.H., B. Dick H.J. et al.* Magmatic and Amagmatic Seafloor Generation at the Ultraslow-Spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // *Nature*. 2003. Vol. 423(6943). P. 956–961.
122. *Miller E.L., Toro J., Gehrels G. et al.* New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology // *Tectonics*. 2006. Vol. 25. P. 1–19.
123. *Moore T.E., Wakkace W.K., Dird K.J. et al.* Geology of Northern Alaska. — In: *Geology of the North America*. — Ed. by G. Plafker, H.C. Berg, (Boulder, Colorado. Geol. Soc. Am. 1994. Vol. G-1). P. 49–109.
124. *Moulin M., Aslanian D., Unternehr P.* A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean // *Earth Sci. Rev.* 2010. Vol. 98. P. 1–37.
125. *Müller C., Jokat W.* Seismic evidence for volcanic activity discovered in Central Arctic // *EOS*. 2000. Vol. 81. No. 24. P. 265–269.
126. *Müller R.D., Sdrolias M., Gaina C., Roest W.R.* Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. Vol. 9. No. 4. P. 1–19.
127. *Nikishin A.M., Gaina C., Petrov E.I. et al.* Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultraslow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*. 2018. Vol. 746. P. 64–82.
128. *O'Driscoll E.S.T.* The double helix in global tectonics // *Tectonophysics*. 1980. Vol. 63. P. 397–417.
129. *Okino K., Curewitz D., Asada M. et al.* Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 202. P. 275–288.
130. *Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X.* Arctic lithosphere — A review // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 628. P. 1–25.
131. *Petrov O., Smelror M., Shokalsky S. et al.* A new international tectonic map of the Arctic (TeMAr) at 1 : 5 M scale and geodynamic evolution in the Arctic region // *Geophys. Res. Abstr.* 2013. Vol. 15. GU2013-13481. P. 13481.
132. *Petrov O., Morozov A., Shokalsky S. et al.* Crustal structure and tectonic model of the Arctic region // *Earth Sci. Rev. Lett.* 2016. Vol. 154. P. 29–71.
133. *Rekant P., Sobolev N., Portnov A. et al.* Basement segmentation and tectonic structure of the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean: Insights from bedrock geochronology // *J. Geodynam.* 2019. Vol. 128. P. 38–54.
134. *Saltus R.W., Bird K.J.* Digital depth horizon compilations of the Alaskan North Slope and adjacent arctic regions. — U.S. Dprtm Interior. U.S. Geol. Surv. Denver, Colorado, Menlo Park, California, 2003 (Open-File Report 03-230), pp. 21.
135. *Saunders A.D., England R.W., Reichow M.K., White R.V.* A mantle plume origin for the Siberian traps: uplift and extension in the West Siberian Basin, Russia // *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 407–424.
136. *Schaeffer A.J., Lebedev S.* Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geoph. J. Int.* 2013. Vol. 194. No. 4. P. 417–449.
137. *Schiffer C., Dorre A.G., Foulger G.R. et al.* Structural inheritance in the North Atlantic // *Earth Sci. Rev.* 2019. Vol. 206. 32 p. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102975>
138. *Skolotnev S., Akeksandrova G., Isakova T. et al.* Fossils from seabed bedrocks: Implication to the nature of the acoustic basement of the Mendeleev Rise (the Arctic Ocean) // *Marin. Petrol. Geol.* 2019. Vol. 407. P. 148–163.
139. *Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A. et al.* Large-scale structure of the Doldrums multi-fault transform system (7–8° N Equatorial Atlantic): preliminary results from the 45th expedition of the R/V A.N. Strakhov // *Ofioliti*. 2020. Vol. 45. No. 1. P. 25–41.
140. *Sokolov S., Chamov N., Khutorskoy M., Silantiev S.* Intensity indicators of geodynamic processes along the Atlantic-Arctic rift system // *Geodynam. Tectonophys.* 2020. Vol. 11. No. 2. P. 302–319.
141. *Sweeney J.F., Weber J.R., Blasco S.M.* Continental ridges in the Arctic ocean: Lorex constraints // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 89. P. 217–237.
142. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian-Greenland Sea // *GSA Bull.* 1977. Vol. 88. P. 969–994.
143. *Taylor P.T., Kovacs L.C., Vogt P.R., Johnson G.L.* Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin // *Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 6323–6333.
144. *Van Andel T.H., Von Herzen R.P., Phillips J.D.* The Vema fracture zone and the tectonics of transverse shear zones in oceanic crustal plates // *Marin. Geophys. Res.* 1971. Vol. 1. No. 3. P. 261–283.
145. *Vernikovskiy V.A., Metelkin D.V., Vernikovskaya A.E. et al.* Early evolution stages of the arctic margins (Neoproterozoic-Paleozoic) and plate reconstructions // *ICAM VI Proc.* 2013. Vol. 265. P. 265–285.
146. *Vogt P.R., Avery O.E.* Tectonic history of the Arctic basins: partial solutions and unsolved mysteries. — In: *Marine geology and oceanography of the Arctic Seas*. — Ed. by Y. Herman — Springer. N.Y. USA. 1974. P. 83–117.
147. *Walderhaug H.J., Eide E.A., Scott R.A. et al.* Palaeomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology from the South Taimyr igneous complex, Arctic Russia: Middle–Late Triassic magmatic pulse after Siberian flood-basalt volcanism // *Geophys. J. Int.* 2005. Vol. 163. P. 501–517.
148. *White R.S.* A hot-spot model for early Tertiary volcanism in the N Atlantic // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1988. Vol. 39. P. 3–13.
149. *Wilson J.T.* Did the Atlantic close and then re-open? // *Nature*. 1966. Vol. 211. P. 676–681.

Formation and Forecast of Development of the Western Arctic as a Segment of the Atlantic-Arctic Rift System

N. P. Chamov*

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

**e-mail: nchamov@yandex.ru*

The article provides an overview of existing data and ideas about the structure of the Atlantic-Arctic rift system, the youngest segment of which is the Western Arctic. The main properties of this system are the direction of its progradation towards the North Pole, the submeridional orientation of the rifts, their separation by latitudinal faults, and predominantly left-lateral shear displacement of individual segments. It is assumed that such a structure reflects the regularities in the distribution of lithospheric masses under the influence of the rotational factor. Their desire for an equilibrium position relative to the axis of rotation is realized due to movements towards the equator and along it. These processes ensure the growth of the rift system; however, no driving forces for its further development after reaching the pole have been identified. An analog model of the sequential segregation of segments in a growing rift system is proposed.

Keywords: Atlantic, Arctic region, Western Arctic, rift system, igneous province, transform fault, spreading