

Л. А. ДАРАГАН-СУЩОВА, О. В. ПЕТРОВ (ВСЕГЕИ),
Ю. И. ДАРАГАН-СУЩОВ (ВНИИОкеангеология),
Д. И. ЛЕОНТЬЕВ, И. Н. САВЕЛЬЕВ (ВСЕГЕИ)

История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным

В результате анализа современных сейсмических материалов выполнена поэтапная реконструкция истории формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. Показано, что Евразийский бассейн, по геологическим и сейсмическим данным, возник задолго до постулированного магнитостратиграфией начала спрединга — примерно на 60–120 млн лет раньше. Для прилаптевоморской части котловины Амундсена, южной оконечности хр. Ломоносова и Восточно-Ломоносовского бассейна осадочный чехол появился с апта, перекрывая позднециммерийское складчатое основание. Со стороны Таймыра и Баренцево-Карской окраины возраст базальных горизонтов чехла может быть более древним, юрско-раннемеловым. Установлен миоцен-четвертичный возраст хр. Гаккеля. В прилаптевоморской части Евразийского бассейна в акустическом фундаменте выявлены продолжающиеся в океан разновозрастные складчатые комплексы Таймыра и Лаптевоморского шельфа и многочисленные протрузии, насыщающие чехол и фундамент подкоровым материалом. Эти факты указывают на континентальный тип коры этой части Евразийского бассейна, подвергшейся процессам рассеянного спрединга и начальной стадии базификации земной коры. Ближайшим возрастным и морфологически схожим аналогом Евразийского бассейна является Красноморский регион.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, Евразийский бассейн, сейсмофациальный анализ, волновые поля, хребет Гаккеля, рассеянный спрединг, протрузии.

L. A. DARAGAN-SUSHCHOVA, O. V. PETROV (VSEGEI),
YU. I. DARAGAN-SUSHCHOV (VNIIOkeangeologia),
D. I. LEONT'EV, I. N. SAVEL'EV (VSEGEI)

History of formation of the Eurasian basin, the Arctic Ocean, based on seismic data

Analysis of recent seismic materials resulted in the step-by-step reconstruction of the history of formation of the Eurasian Basin, the Arctic Ocean was performed. It is shown that according to geological and seismic data, the Eurasian Basin formed long before the beginning of spreading postulated by magnetostratigraphy, approximately 60–120 Ma earlier. In the part of Amundsen basin adjacent to the Laptev Sea, in the southern part of the Lomonosov Ridge, and the Eastern Lomonosov Basin, the sedimentary cover has appeared from the Aptian, overlapping the Late Cimmerian folded basement. It is quite possible that from the Taimyr Peninsula and Barents-Kara margin, the age of basal horizons of the cover is older, Jurassic – Early Cretaceous. The Miocene-Quaternary age of the Gakkel Ridge was established. Multi-age folded complexes of the Taimyr and Laptev Sea Shelf continuing into the ocean, as well as numerous protrusions which supplied subcrustal material to the cover and the basement have been identified in the acoustic basement of the Eurasian Basin adjacent to the Laptev Sea. These facts indicate the continental type of the crust in this part of the Eurasian Basin, which was subjected to the processes of scattered spreading and the initial stage of basification of the earth's crust. The closest analog similar in age and morphology to the Eurasian Basin is the Red Sea region.

Keywords: Arctic Ocean, Eurasian Basin, seismic facies analysis, wave fields, Gakkel Ridge, scattered spreading, protrusions.

Для цитирования: Дараган-Сушова Л. А. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Ю. И. Дараган-Сушков, Д. И. Леонтьев, И. Н. Савельев // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 84. — С. 25–44.

По геолого-геофизическим данным, в глубоководной части Северного Ледовитого океана (СЛО) выделяют Евразийский и Амеразийский бассейны. Евразийский бассейн представляет собой океаническую впадину, вытянутую более чем на 2000 км от узкого пролива Фрама

на западе, соединяющего бассейн с Северной Атлантикой, до Лаптевоморской континентальной окраины на востоке. Ширина Евразийского бассейна изменяется от 900 км у подводных поднятий Морис Джесуп и Ермак и сокращается до 500 км у Лаптевоморского шельфа. В отличие

от Амеразийского бассейна, имеющего сложное строение и целую гамму моделей его эволюции, структура Евразийского бассейна проста: две глубоководные впадины Нансена и Амундсена и разделяющий их срединный хр. Гаккеля. Общепринято, что для Евразийского бассейна характерны: линейное знакопеременное аномальное магнитное поле, океанический тип коры, повышенная сейсмическая активность вдоль осевой рифтовой долины хр. Гаккеля, базальтовый и перидотитовый состав магматических пород, драгированных на хребте.

По современным представлениям, Евразийский океанический бассейн – новообразованный и ранее на его месте существовал массив с континентальной корой [24; 25]. Однако возраст бассейна, масштабы океанизации и роль спрединга в формировании океанической коры понимаются по-разному. В соответствии с доминирующей концепцией, Евразийский бассейн возник вследствие давления Гренландии на хр. Ломоносова и постепенного отодвигания (спрединга) последнего от Баренцево-Карской окраины [33]. Магнито-стратиграфическая трактовка линейных магнитных аномалий, трассирующих фланги срединного хр. Гаккеля и почти весь бассейн, позволяет утверждать, что спрединг начался на рубеже палеоцен-эоцена (с 24 млн лет) и продолжается до сих пор с ультрамедленной скоростью. Согласно этой тектонической парадигме, в настоящее время весь Евразийский бассейн подстилается спрединговой океанической корой. Такой позиции придерживаются практически все западные исследователи и значительная часть отечественных [16; 44; 48].

В то же время под давлением новых наблюдений последователи тотального спрединга вынуждены корректировать события, признавая процесс формирования Евразийского бассейна не таким простым и очевидным. К таким новым данным относятся: установление асимметрии магнитных и гравитационных аномалий относительно простирания хр. Гаккеля и его наложенный характер на уже существовавший структурный план Евразийского бассейна [19]; асимметрия морфологии котловин Амундсена и Нансена [47]; асимметрия положения современной оси спрединга относительно хр. Гаккеля [34]; выявление более древних (чем палеоцен-эоцен) сейсмических горизонтов в осадочном чехле бассейна [6; 7]; результаты драгирования на хр. Гаккеля [29; 41], позволяющие предполагать частично тектоническую природу хребта; длительное автономное развитие Евразийского бассейна, не зависимое от спрединговых процессов в Северной Атлантике до раскрытия пролива Фрама [32]; отсутствие трансформных разломов и др. По выполненным в последние годы сейсмическим профилям, являющимся единственным достоверным источником информации о строении осадочного чехла Евразийского бассейна, установлено, что до возникновения спрединга, а значит и океанической коры, бассейн уже существовал [10; 11]. Сделан

вывод, что хр. Гаккеля более молодой и его формирование в виде рифтовых гор произошло в результате аккреции магматического вещества в поздне-третичное время без значительного разрастания океанического дна [2; 22]. Интерпретация результатов драгирования также позволяет считать хр. Гаккеля новейшей морфоструктурой Евразийского бассейна и объяснять природу полосовых магнитных аномалий протрузией субстрата в верхние горизонты земной коры [26]. Очевидно, что новые данные противоречат хронологической трактовке магнитных аномалий, позволяющих раскрывать Евразийский бассейн на всю современную ширину и, соответственно, считать всю кору бассейна океанической.

Анализ многочисленных данных по Евразийскому бассейну СЛО убеждает, что корректировка существующей парадигмы невозможна без отказа от датировки событий по магнито-стратиграфическим реперам. Давно показано, что разрешающая способность сейсмометрии с максимальной детальностью выделять и картировать трехмерные тела произвольной конфигурации в недрах на один-два порядка и более превышают таковую у всех остальных методов геофизики [14]. При магнитометрических и гравиметрических измерениях фиксируют только интенсивность сигнала. Варьируя двумя параметрами, амплитудой сигнала и размерами аномалиеобразующего объекта, можно получить множество эквивалентных решений для объяснения аномалий. В сейсмометрии используется много параметров, что определяет сравнительно низкий диапазон эквивалентных решений. Несмотря на ограничения в виде проницающей и разрешающей способностей сейсмических методов, материалы сейсмометрии формируют основную базу наиболее достоверных знаний о строении недр, особенно осадочных бассейнов, представленных слоистыми толщами. Итогом сейсморазведочных работ является «рентгеновский» снимок слоистой структуры бассейна, интерпретация которого методами сейсмостратиграфии позволяет провести стратификацию осадочного чехла и выполнить палеоструктурный и сейсмофациальный анализы.

Для реконструкции истории геологического развития Евразийского бассейна с учетом полученных данных необходимо ответить на ряд вопросов, ключевых для построения модели. Ранее нами было определено время главного погружения до океанических глубин для всего СЛО и роль рифтогенеза для этого события [11]. Теперь надо рассмотреть возраст Евразийского бассейна, масштабы спрединга и время появления хр. Гаккеля, тип коры в котловинах Нансена и Амундсена.

Фактические данные и методика их интерпретации. В Евразийском глубоководном бассейне нет ни одной скважины, и вряд ли они возникнут в обозримом будущем. Поэтому основной объект изучения – результаты сейсмического профилирования, появившиеся в значительном

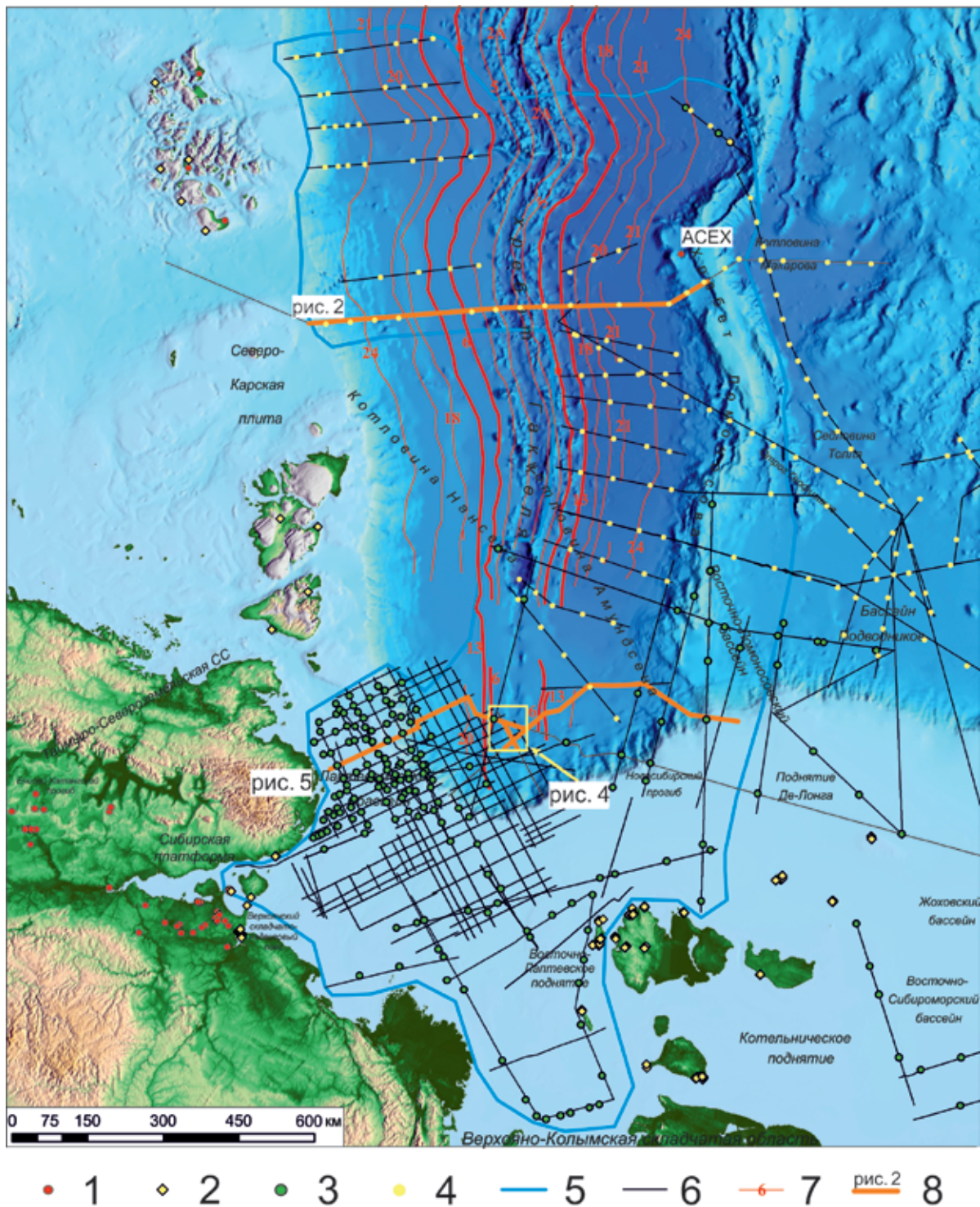


Рис. 1. Схема сейсмогеологической изученности

1 – скважины глубокого бурения; 2 – обнажения; 3 – скоростные колонки, рассчитанные по данным МОВ ОГТ; 4 – зондирование КМПВ; 5 – область сейсмогеологических данных для структурных построений; 6 – сейсмические профили МОВ ОГТ; 7 – магнитные аномалии с номерами (Tectonic map of the Arctic / Editors-in-Chief O. V. Petrov, M. Pubellier. – St. Petersburg, 2019. – Далее Tectonic map); 8 – сейсмические профили, представленные в статье

объеме в последние годы. Дополнительную информацию дают результаты драгирования на хр. Гаккеля. Для реконструкции истории формирования Евразийского бассейна СЛО использованы все доступные профили МОВ ОГТ, пересекающие котловину и хр. Гаккеля (рис. 1).

Информативность профилей, полученных в разные годы, определяется меняющейся ледовой обстановкой и прогрессом в методике полевых работ и обработки данных и их интерпретацией. Тем не менее все профили пригодны для решения поставленной задачи, а более качественные

материалы последних лет позволяют детализировать и уточнять ранее полученную информацию. Данные потенциальных полей учитывались только в той мере, в какой они не противоречат новой сейсмической информации по строению чехла бассейна. Методика интерпретации сейсморазведочных данных в различных районах Арктического бассейна изложена нами ранее [9; 10; 30]. В основу исследований положены постоянно развивающиеся принципы сейсмостратиграфии [23]. Последовательный анализ заключается в выделении опорных отражающих горизонтов (ОГ) и квазисинхронных сейсмостратиграфических комплексов (КССК) и их латеральном прослеживании (корреляции) с учетом типов границ ОГ (согласных, несогласных, эрозионных и др.) и выявлении особенностей волновых полей, позволяющих прогнозировать сейсмофации. Дополнительный, но не определяющий параметр – распределение по разрезу пластовых скоростей. Результаты исследований заключаются в построении структурных карт и карт мощностей, сейсмофациальных профилей и карт сейсмофаций, палеотектонических профилей. При выделении и прослеживании опорных ОГ и КССК обязательно учитывается классический принцип хронологической взаимозаменяемости признаков и их гомотаксальность [17].

Отдельным вопросом является датировка ОГ и КССК, особенно послеаптских, прослеженных в глубоководной части СЛО практически повсеместно. Нами для возрастной идентификации привлекались результаты глубокого бурения в приполюсной части хр. Ломоносова [42] и глубокие скважины Аляскинского шельфа [30]. Геологические выводы дополнялись и корректировались наблюдениями на арктических островах, материке и, прежде всего, на Новосибирских островах, п-ве Таймыр, архипелаге Северная Земля и Баренцево-Карской окраине. Существующая тенденция использования приемов сейсмостратиграфии при выделении и прослеживании опорных ОГ и КССК и в то же время их датировки путем привязки к линейным магнитным аномалиям (ЛМА) Евразийского бассейна [1; 44] нам представляется методически неправильной, игнорирующей новые фактические данные. Специальными исследованиями по выявлению природы магнитных аномалий в океанах доказано [21], что при возрасте более 5-й аномалии (средний миоцен) резко доминирует химическая остаточная намагниченность, хронологическая идентификация которой весьма сомнительна. Более того, специалисты по изучению спрединговых хребтов пришли к выводу, что вся геоисторическая интерпретация линейных магнитных аномалий в значительной мере пока принимается на веру и в основном зависит от опыта и квалификации исследователя. Резльтирующий вывод монографии – аномальное магнитное поле океанов связано со всей толщей океанической коры, включая магнитоактивные серпентиниты верхней мантии.

Вопросы, которые необходимо рассмотреть для поэтапной реконструкции истории формирования Евразийского бассейна, решаются принципиально по-разному магнитометрией и сейсморазведкой. Если принимать магнитостратиграфическую хронологию событий, неизбежно следует, что почти под всем Евразийским бассейном океаническая кора, во всяком случае до 24 ЛМА, которая начала формироваться на рубеже палеоэоцена, т. е. 56 млн лет назад. Соответственно, на протяжении почти всего кайнозоя в Евразийском бассейне происходил спрединг с ультрамедленной скоростью и существовал срединный хр. Таккеля. Для формирования непротиворечивой сейсмогеологической концепции необходимо учитывать, что погружение до океанических глубин для всего СЛО, включая Евразийский бассейн, началось не раньше среднего миоцена, а это полностью соответствует результатам глубоководного бурения в приполюсной части хр. Ломоносова. Значит, океан в Евразийском бассейне начал образовываться только с раннего неогена 15–18 млн лет назад. Не является причиной образования СЛО и меловой рифтогенез (грабенообразование), слишком большой разрыв во времени наблюдается между формированием горсто-грабеновой структуры и опусканием до океанических глубин [11]. Все последующие построения не должны вступать в противоречие с этими установленными закономерностями.

Результаты исследований и их обсуждение. *Возраст Евразийского бассейна.* Интерпретация сейсмических профилей МОВ ОГТ позволила сделать вывод, что базальные горизонты чехла в Евразийском бассейне и на Лаптевском шельфе представлены мелом, причем как верхним отделом, так и апт-альбскими толщами раннего мела. Более того, постаптские меловые комплексы зафиксированы примерно в тех же стратиграфических объемах в отдельных трогах хр. Ломоносова, уцелевших от последующего размыва, а также в Восточно-Ломоносовском бассейне, который является продолжением в океан шельфового Новосибирского прогиба. Сейсмофациальный анализ осадочного чехла проиллюстрируем профилем Arc_14_07, пересекающим весь Евразийский бассейн и хр. Ломоносова (рис. 2), и картами меловых сейсмофаций (рис. 3, а, б), на которых показаны их современные и ретроспективные ареалы, что позволяет выявить разноглубинные осадочные бассейны региона и наметить динамику их развития. В основе выделения сейсмофаций лежит анализ волновых полей, соответствующих сейсмокомплексам и мощности сформированных отложений. Дополнительными характеристиками при определении сейсмофаций были характер их границ, которые нередко маркируются разломами и флексурами, а также области сноса и эрозионные поверхности толщ. Расчленение разреза на сейсмокомплексы, выделение и возрастная привязка ОГ проводились по зоне сочленения хр. Ломоносова с российским шельфом вблизи

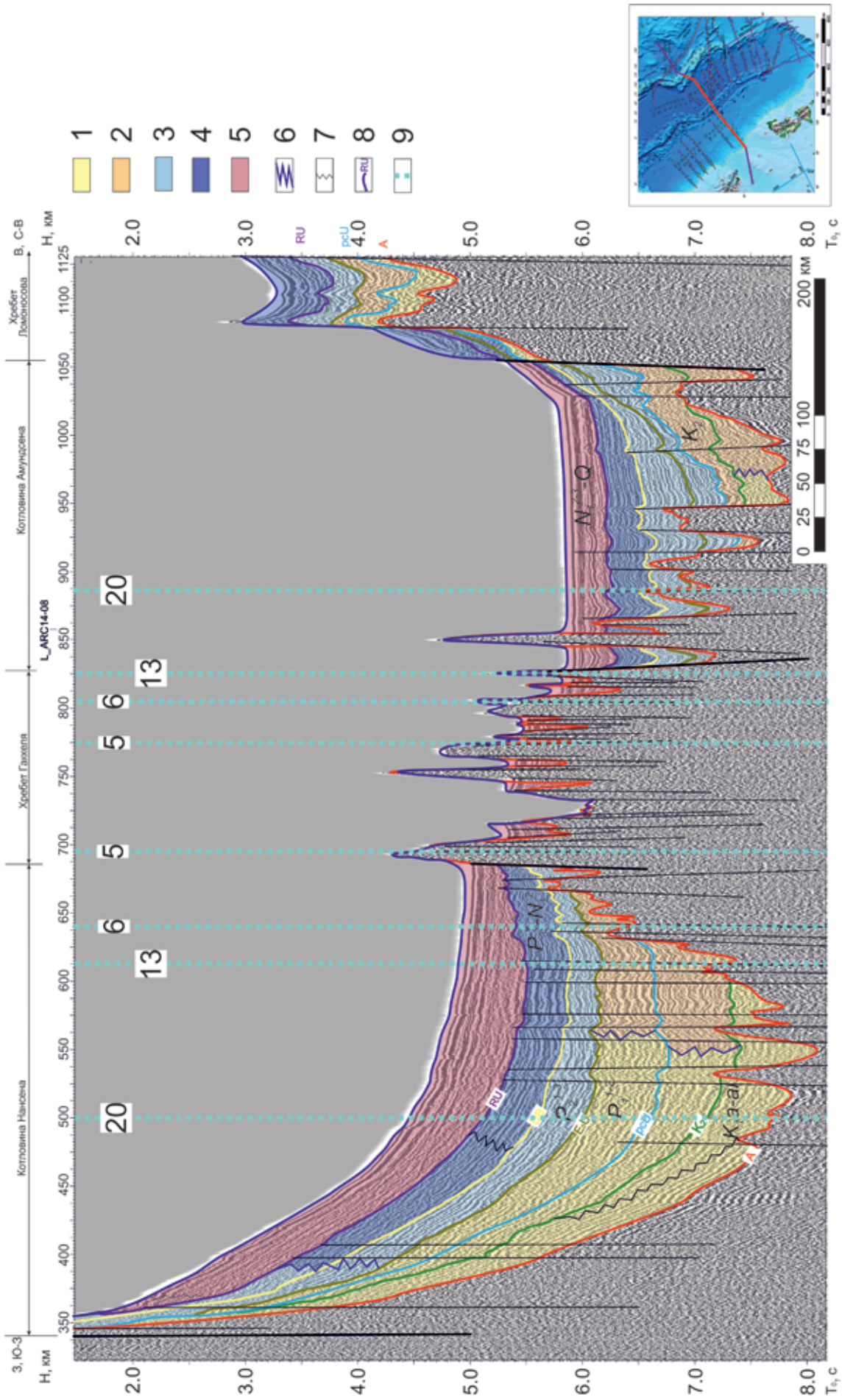


Рис. 2. Сейсмодинамический разрез по профилю Arc_14_07

1, 2 – сейсмодинамика шельфа: 1 – нерасчлененного (глубина моря 0–200 м), 2 – умеренно погруженных (глубина моря от соген метров до 1,5 км), 3 – слабопогруженных и краевых частей (глубина моря до 1,5 км), 4 – умеренно погруженных (глубина моря до 1,5 км), 5 – глубокопогруженных (глубина моря более 1,5 км); 6 – границы между сейсмодинамиками; 7 – фациальные переходы внутри сейсмодинамик; 8 – опорные сейсмические горизонты; 9 – магнитные аномалии с номерами (Tectonic map) и их индексы

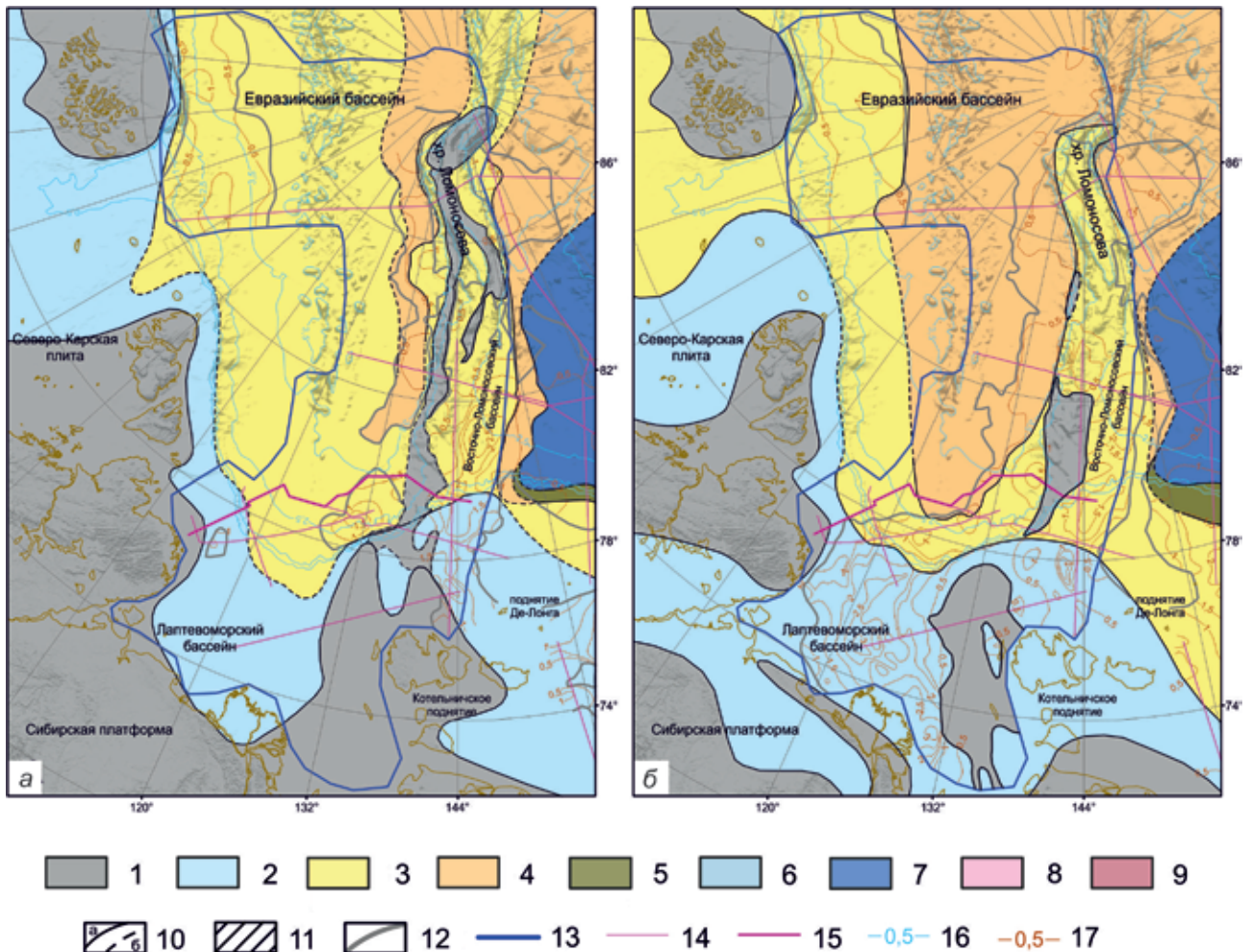


Рис. 3. Сейсмофациальные карты: *а* – нижнемелового (ОГ BU – K₂) и *б* – верхнемелового (ОГ K₂ – pCU) КССК

1 – область суши; 2 – мелкое море, прибрежные равнины; 3 – шельф нерасчлененный (0–200 м); 4 – шельф глубокий (> 200 м); 5 – склон; 6–9 – впадины и котловины: 6 – слабопогруженные и их краевые части, 7 – умеренно погруженные (до 1500 м), 8 – подводные конуса выноса, 9 – глубоководные (> 1500 м); 10 – границы сейсмофациально-палеогеографических зон: *а* – установленные, *б* – предполагаемые; 11 – область распространения свода хр. Гаккеля в среднемиоценово-четвертичное время; 12 – границы фактического распространения КССК; 13 – область сейсмических данных; 14 – опорные сейсмофациальные профили; 15 – композитный профиль, представленный в статье; 16 – изобаты, км; 17 – изопакиты КССК, км

о. Котельный Новосибирского архипелага. Здесь, по результатам экспедиций 2011–2012 гг., надежно установлен апт-альбский возраст базальных горизонтов осадочного чехла. Между региональным несогласием, повсеместно выделяемым как ОГ pCU (см. рис. 2), и акустическим фундаментом позднекиммерийского возраста выделено по крайней мере два подкомплекса, которые по характеру волновых полей, согласованных с наземными наблюдениями, соответствуют апт-альбу и верхнему мелу [30].

На профиле Arg_14_07 отчетливо видно, что оба меловых КССК в Евразийском бассейне связаны между собой, образуя постепенные фациальные переходы, впоследствии нарушенные внедрившимся хр. Гаккеля. Апт-альбские комплексы раннего мела (ОГ BU – K₂) представлены в Евразийском бассейне в основном сейсмофациями неглубокого шельфа, распространявшегося далеко за пределы современного

Евразийского бассейна практически до Амерзийского бассейна (рис. 3, *а*). Значит, в конце раннего мела котловин Нансена и Амундсена еще не было и хр. Ломоносова, вероятно, представлял собой субмеридиально вытянутую цепь островов посреди разноглубинных шельфовых морей. Уже в это время намечается асимметрия Евразийского бассейна, восточная часть котловины Амундсена явно глубже и заполнена сейсмофациями более глубокого шельфа. Хребет Ломоносова перекрыт осадками не равномерно, вероятно, осадконакопление здесь сопровождалось глыбовыми движениями. Характерно, что границы областей сноса и накопления осадков внутри хр. Ломоносова преимущественно эрозийные, тогда как границы хребта и котловины Амундсена проходят по разломам. На Лаптевоморском шельфе происходит преимущественный размыв субстрата, поставляя терригенный материал в шельфовые моря Евразийского бассейна,

хр. Ломоносова и Восточно-Ломоносовского бассейна. Здесь локальные бассейны фиксируются только в Анисинском и Новосибирском прогибах. Мощность осадочных толщ этого времени изменяется от 0,4–1,0 км в Евразийском бассейне до 2 км в Восточно-Ломоносовском бассейне и до 1,6 км в шельфовых прогибах. Изопахиты явно срезаны хр. Таккеля, что убеждает в его более позднем внедрении.

В верхнем мелу (ОГ K_2 – рСУ) глубокий шельф расширяется, заполняя почти всю котловину Амундсена и прилегающие к хр. Таккеля отдельные участки котловины Нансена (рис. 3, б). На хр. Ломоносова, большей части котловины Нансена и в Восточно-Ломоносовском бассейне доминирует неглубокий шельф. Нет верхнемеловых осадков лишь в наиболее приподнятой южной части хр. Ломоносова. На Лаптевоморском шельфе, за исключением Восточно-Лаптевского поднятия, распространены исключительно мелкие моря и прибрежные равнины. Расширение ареала глубокого шельфа и явное срезание хр. Таккеля изопахит свидетельствуют о существовании в это время единого бассейна осадконакопления. Мощности верхнемеловых толщ в Евразийском бассейне в основном не превышают 800 м. К югу по направлению к современной суше на Лаптевоморском шельфе мощности комплекса значительно увеличиваются до 1,6–2,8 км. Снос обломочного материала происходил с юга на север – чем дальше от разрушавшихся верхоянских гор, тем меньше мощность комплекса.

Апт-альбский возраст основания осадочного чехла в Евразийском бассейне, установленный сейсморазведкой, не вполне согласуется с геологическими наблюдениями на островах и сопредельной суше. Хотя геологические данные далеко не всегда определены и однозначны, что связано с разным возрастом размывающегося субстрата. Так, минералогический анализ пород из триасовых терригенных толщ Земли Франца Иосифа (ЗФИ) позволил сделать вывод, что к северу от архипелага в это время должна была располагаться суша, на существование которой задолго до получения фактических аргументов указывали многие известные геологи. Уже для юрских толщ данные о поступлении материала с севера отсутствуют. Существенно, что региональное несогласие в подошве юры связано с важным рубежом перестройки структурного плана и именно с этого времени начинает формироваться собственно мезо-кайнозойский бассейновый комплекс в СЛО [6]. С другой стороны, глубокое параметрическое бурение на Баренцевом море показало, что здесь нет верхнего мела и практически кайнозоя. Зато есть юрские и неокомовые комплексы в значительных объемах. Для Восточно-Северо-Карской впадины, открытой в глубоководье, мощность юрских отложений не менее 600 м, тогда как для Восточно-Баренцевской впадины, охватывающей восточную часть ЗФИ, юрских отложений накопилось до 1,5–2,0 км. В неокоме

мощность отложений на севере Северо-Карского шельфа доходит до одного километра [8]. Иными словами, юрско-неокомовые осадки, вероятно, отдельными языками поступали в будущий Евразийский бассейн [46], а начиная с верхнего мела размывалась вся Баренцево-Карская окраина, вплоть до Шпицбергена. Не исключено, что при дальнейших исследованиях сейсмическими методами с лучшим разрешением в зоне сочленения котловины Нансена с Баренцево-Карской окраиной будут обнаружены юрско-неокомовые комплексы.

На Таймыре размывались герцинские и ранне-кimmerийские складчатые сооружения. Важную роль для понимания масштаба юрско-мелового размыва сопредельной суши сыграли работы И. М. Мигая (1952 г.), посвященные геологическому строению мыса Цветкова на восточном побережье Таймырского полуострова. На основании оценки метаморфизма пермских углей в центральных частях хр. Бырранга был сделан вывод, что в центральных частях полуострова пермские формации перекрывались мощными толщами мезозоя, которые после раннекimmerийских дислокаций (рет – нижний лейас) были размыты [20]. А это как минимум первые километры мощности.

Наконец, недавно была опубликована работа, авторы которой, разочаровавшись в надежности и валидности сейсмостратиграфических построений, предлагают выделять в осадочном чехле крупные комплексы по фиксации палеопенепленов, связанных, по их мнению, с основными структурными перестройками в регионе [26]. Возраст базальных горизонтов осадочного чехла Евразийского бассейна предлагается удревнить до позднего палеозоя, а пенеплены (сейсмические ОГ) привязать к герцинским, ранне- и позднекimmerийским событиям. При всей привлекательности такого подхода представляется, что авторы неправильно понимают природу ОГ, которые фиксируют любые перерывы в осадконакоплении, не только структурные, но и стратиграфические, доминирующие среди ОГ чехла Евразийского бассейна. В таком виде это чисто умозрительная концепция, тогда как сейсмостратиграфия опирается на фактические наблюдения. Кроме того, сейсмический метод отраженных волн пригоден только для слоистых сред, не подвергшихся дислокациям. Для этого метода смятые в складки толщи сразу превращаются в акустический фундамент. Конечно, хорошо бы распознать события в таком фундаменте, как делают геологи, но возможно ли это осуществить на закрытых для непосредственных наблюдений акваториях, в океанах?

Итак, по геологическим и сейсмическим данным, Евразийский бассейн возник задолго до постулированного магнитостратиграфией начала спрединга, примерно на 60–120 млн лет раньше. Возраст базальных горизонтов осадочного чехла определяется возрастом акустического фундамента и разрешающими возможностями

сейсморазведки. Для восточной половины прилаптевоморской глубоководной части СЛО, южной части хр. Ломоносова и Восточно-Ломоносовского бассейна осадочный чехол появился с апта, перекрывая позднекиммерийское складчатое основание. Со стороны Таймыра и Баренцево-Карской окраины, т. е. на континентальном склоне котловины Нансена, возраст базальных горизонтов чехла может быть более древним, юрско-раннемеловым. Характерно, что со стороны Таймыра на прилаптевоморском шельфе и глубоководье ниже позднекиммерийского фундамента, представленного ОГ А, наблюдается слабодислоцированный слоистый комплекс ранних киммерид с ОГ А₁ (см. рис. 5) в подошве. Далее, по направлению к Северо-Карскому шельфу, этот комплекс увеличивается в мощности, его дислоцированность практически пропадает и, весьма вероятно, что акустический фундамент удревняется до герцинского возраста. Судя по распределению меловых сейсмофаций, наиболее погруженной областью Евразийского бассейна с самого его зарождения была будущая котловина Амундсена. Значит, изначально бассейн был асимметричен.

Масштабы спрединга и время появления хр. Гаккеля. Отказ от хронологии кайнозойских событий по ЛМА значительно усложняет задачу. Тем не менее для определения возможных масштабов спрединга надо учитывать уже проведенные исследования, которые являются определяющими при решении данного вопроса и ограничивают любые умозрительные построения и априорные модели. Выше было показано, что до начала спрединга на рубеже палеоцена-эоцена Евразийский осадочный бассейн уже существовал и хр. Ломоносова не является фрагментом Баренцево-Карской плиты [11]. Погружение до батинальных глубин в Евразийском бассейне началось лишь в олигоцене, а настоящее погружение до абиссальных глубин произошло в среднем миоцене и продолжается до сих пор. Со среднего миоцена формируется современный континентальный склон, а это означает, что Евразийский бассейн превратился в океан именно с этого времени, а не раньше. Соответственно, на формирование спрединговой океанической коры остается всего 15–18 млн лет. Плащеобразный характер верхнего КССК (средний миоцен – квартер), перекрывающего сплошным слоем близкой мощности как положительные, так и отрицательные морфоструктуры СЛО, указывает на син- и постседиментационный характер их формирования. Значит, современные котловины Нансена и Амундсена являются поздненеогеновыми или нетектоническими структурами и, следовательно, разделяющий их хр. Гаккеля, который определяет их морфологию, тоже совсем молодой [8].

Надо признать, что любая из существующих концепций должна считаться с проблемой пролива Нарес шириной всего 15–20 км, разделяющего Гренландию и о. Элсмир. По результатам геологического картирования одновозрастных

формаций доказано их смещение на противоположных берегах пролива не более чем на 25 км. А по магнитометрическим построениям, для объяснения масштабного спрединга моря Баффина и раскрытия Евразийского бассейна требуется переместить Гренландию к северу в общей сложности на 300 км, что предполагает левосторонний сдвиг (трансформный разлом) вдоль пролива Нарес на 250 км. Проблема существует давно [43], но так и не решена. Ранее мы предлагали ограничить масштабы спрединга в Евразийском бассейне 6-й ЛМА (в пространственном измерении без хронологической трактовки), что позволяет увязать противоречия между геологическими и магнитометрическими выводами [7]. Кстати, расстояние между известными подводными плато Морис-Джесуп и Ермак до раздвига бывшим единым континентальным массивом так же ограничено 6-й, пусть даже 13-й, ЛМА [3], однако это не останавливает сторонников тотального спрединга. Такое сокращенное пространство между обоими плато в единицах ЛМА привело ряд исследователей к мысли, что Евразийский бассейн развивался автономно от Северной Атлантики [32] до раскрытия пролива Фрама, т. е. до олигоцена или миоцена по хронологии ЛМА. Однако это противоречит признанному механизму формирования Евразийского бассейна вследствие давления Гренландии [33] начиная с 24-й ЛМА, или конца палеоцена по магнитостратиграфии.

Для оценки масштабов спрединга в Евразийском бассейне интересны детальные геофизические исследования международной экспедиции на хр. Гаккеля (2001 г.), которые показали, что магнитные аномалии при крупномасштабном рассмотрении не являются линейными. Они сегментированы и приурочены исключительно к дискретным вулканическим хребтам (протяженностью в пределах 100 км), расположенным ортогонально относительно центральной рифтовой зоны. Между такими хребтами амплитуда аномалий резко уменьшается вплоть до фоновых значений [29; 36]. Более того, поскольку интенсивные аномалии приурочены исключительно к вулканическим хребтам, а не к самой морфоструктуре хр. Гаккеля, их протяженность может указывать на масштабы спредингового процесса, ограниченно-го 6-й магнитной аномалией [7]. Драгированием в рифтовой долине западной, пригренландской, части хр. Гаккеля установлены значительные сегменты хребта, где отсутствуют базальты и преобладают исключительно мантийные перидотиты. Для таких сегментов магнитные аномалии отсутствуют, что однозначно свидетельствует о том, что в Евразийском бассейне ЛМА не сплошные [37]. Характерно, что по всему бассейну амплитуды ЛМА в 10 раз слабее, чем в Северной Атлантике. Естественно, наиболее выраженные аномалии фиксируются только на хр. Гаккеля, включая его фланги, т. е. в области аккреции новообразованной коры, а в котловинах Нансена и Амундсена за пределами ЛМА 6–13 аномалии плохо выражены. Приведенные аргументы в пользу ограниченных

масштабов спрединга в Евразийском бассейне позволяют утверждать, что искусственная процедура интерпретации магнитометрических данных не согласуется ни с геологическими фактами, ни с результатами куда более надежных (и проверяемых) последних сейсмических исследований по акватории. По мнению некоторых специалистов по магниторазведке, хроностратиграфическое значение магнитометрических данных иллюзорно — совпадения определений возраста литосферы, по данным магнитной съемки и бурения, предопределены технологией идентификации аномалий, основанной на устранении возникающих расхождений посредством коррекции датировок и перенумерации аномалий [4].

На сегодняшний день точный возраст хр. Гаккеля в абсолютных цифрах геохронологии установить невозможно — нет такого инструмента. Результаты драгирования в пределах рифтовой долины хребта тоже мало информативны, т. к. молодой возраст базальтов в первые миллионы лет очевиден ввиду места отбора проб, а возраст перидотитов в 2,2 млрд лет [39] означает древний возраст протрудированной мантии, но не возраст самого хребта. Однако относительный возраст хр. Гаккеля можно определить на сейсмических профилях в месте прорыва хребтом осадочной толщи. В центральной части хр. Гаккеля, например, профиль Arc_14_07 (см. рис. 2), это сделать трудно. Здесь хребет прорывает всю толщу, что можно трактовать двояко: либо хребет древний, как и котловины Нансена и Амундсена, и их развитие происходило автономно, либо совсем молодой и окончательно сформировался уже после осадочного заполнения Евразийского бассейна, разделив его на две котловины. В пользу второго варианта свидетельствует целый ряд установленных фактов: молодой возраст океана и, следовательно, спредингового хр. Гаккеля; постепенные переходы разновозрастных сейсмofаций, впоследствии нарушенных внедрившимся хребтом; явное воздействие хр. Гаккеля на слоистую структуру чехла, что отчетливо проявлено как в подъеме осадочных слоев в зоне сочленения хребта с котловинами (особенно с котловиной Нансена), так и в виде дислоцированных волновых полей осадочных толщ всех КССК в приконтактных зонах.

Некоторые исследователи допускают пульсационное раскрытие Евразийского бассейна с чередованием эпизодов тектонического покоя с накоплением в рифтовой зоне мощной толщи осадков и импульсов растяжения, нарушающих структуру осадков [5; 47]. По результатам интерпретации сейсмических данных, в восточной части Евразийского бассейна в рифтовой долине хр. Гаккеля был обнаружен ряд локальных депозитов осадконакопления с мощностью чехла более одного километра [34]. Исходя из предположительно низкой скорости осадконакопления в океанах делается вывод о возможном палеогеновом возрасте осадочного заполнения долины и, следовательно, его трактовке как фрагментов

древнего бассейна, прорванных впоследствии хр. Гаккеля [22]. Такая реконструкция событий нам представляется совершенно неубедительной. Рифтовая долина хр. Гаккеля — это структура оседания сводовой части вулканического сооружения, о чем свидетельствует целый ряд осложняющих ее кальдер. Следовательно, она по сути моложе свода и никак не может быть заполнена палеогеновыми осадками. Слоистые толщ в рифтовой долине по природе могут быть только вулканомиктовыми, т. е. являются местными продуктами разрушения стенок рифта.

Более точно возраст хр. Гаккеля можно определить на сейсмических профилях Lat_14_04 (ОАО «МАГЭ») и Smng18_23 (Роснедра), пересекающих перекрытое осадками предполагаемое продолжение хр. Гаккеля в прилаптевоморской части СЛО. Здесь проходит профиль Arc2012_16 (с косой в 4,5 км), на котором продолжение хр. Гаккеля интерпретировалось ранее как ограниченный разломами единый горст с остаточной слоистостью, перекрытый только самыми молодыми слоями верхнего КССК (ОГ RU — дно) (рис. 4, а). Природа горста в такой интерпретации не очевидна, он может быть как прорывающим уже сформированный осадочный чехол магматическим телом, так и выступом фундамента, существовавшим до формирования чехла, т. е. тектонической структурой. Профили Lat_14_04 и Smng18_23 (рис. 4, в, г) выполнены со значительно лучшим разрешением сейсмической записи, чем на профиле Arc2012_16, с максимальной для Арктики сейсмической косой в 8 км, поэтому единый горст превратился в серию протрузий, прорывающих различные КССК и ограниченных четкими разломами. На контактах протрузий повсеместно наблюдаются задиранья приконтактных осадочных толщ и дислоцированность их волновых полей. Конечно, остается неясным, чем представлены протрузии: мантийными породами или базальтовой магмой будущих вулканов — и тем не менее очевидно, что внедрения этих подкоровых масс происходило практически в одно время. Возраст этого события можно определить по центральной протрузии, прорывающей почти весь чехол и образующей морфологически выраженную ступень морского дна (рис. 4, в, 160–165 км; г, 150–155 км). На прилаптевоморской оконечности СЛО он определенно постплиоценовый. Протрузии с характерным задираньем осадочных слоев и дислоцированными волновыми полями в приконтактных зонах установлены даже вдали от предполагаемого продолжения спредингового хр. Гаккеля, на бровке прилаптевоморского континентального склона вблизи Таймыра и хр. Ломоносова (рис. 5, 163–183 и 710–770 км). Как нам представляется, выявленная в этой части СЛО система протрузий иллюстрирует то, что раньше называлось рассеянным спредингом. Массовые внедрения подкорового и мантийного материала приводят к базификации коры, что отражается в уменьшении общей мощности консолидированной части

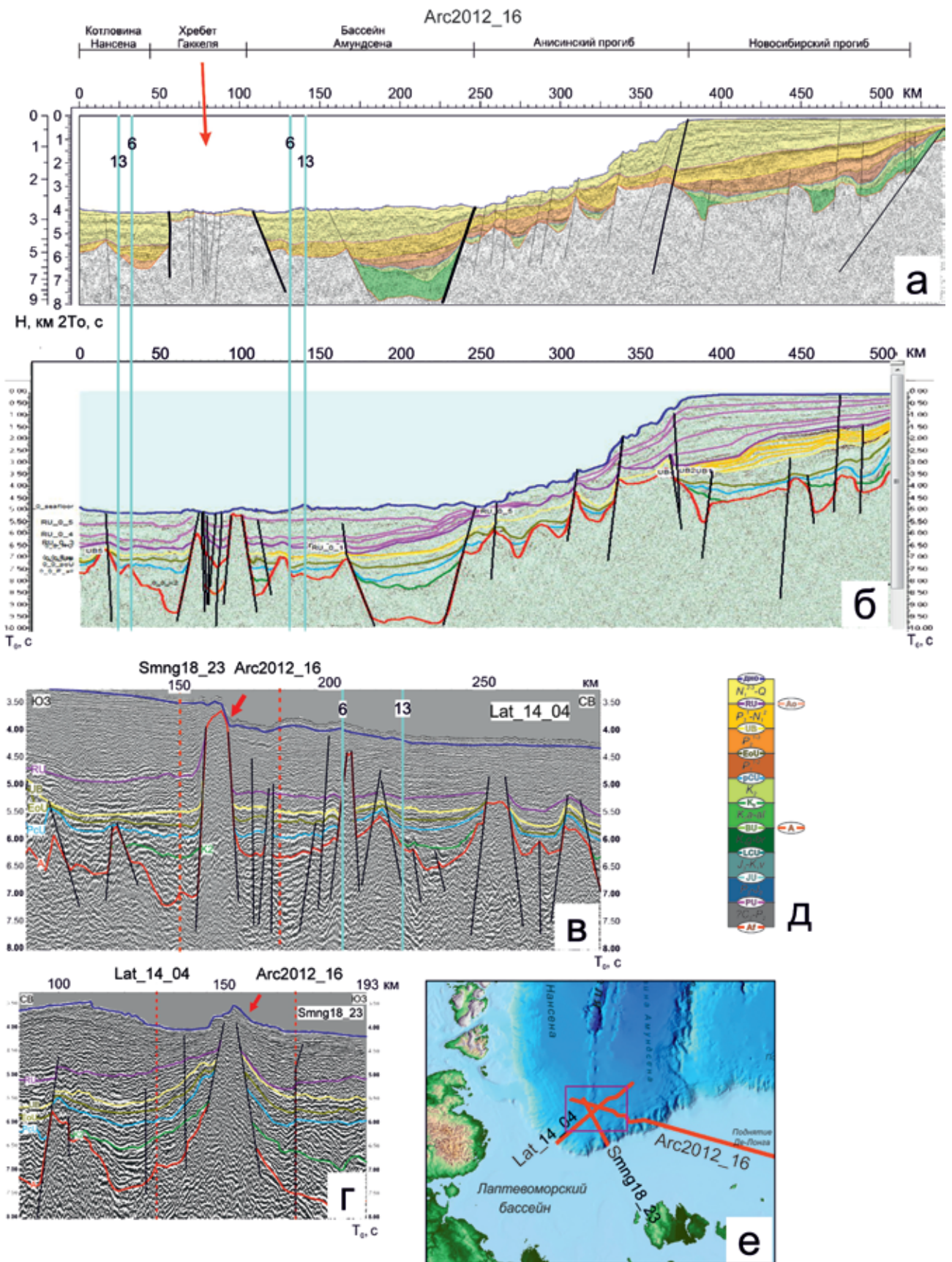


Рис. 4. Примеры протрузий на профилях Arc2012_16, Lat_14_04, Smng18_23
 а, б – фрагмент профиля Arc2012_16: а – с корреляцией 2016 г.; б – с уточненной корреляцией, новыми сейсмическими профилями (2020 г.); в – фрагмент профиля Lat_14_04 (МАГЭ); г – фрагмент профиля Smng18_23 (Роснедра); д – индексация и возраст ОГ; е – схема расположения профилей. Голубой вертикальной линией показаны магнитные аномалии с номерами (Tectonic map)

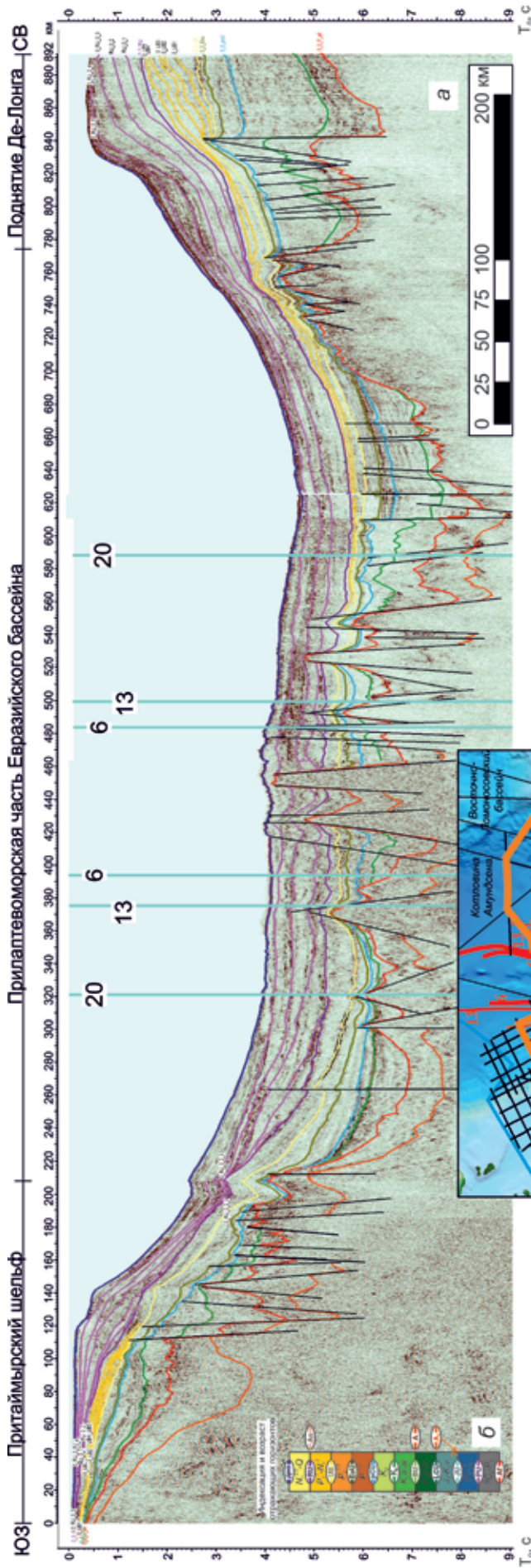


Рис. 5. Композитный профиль в прилаптевоморской части СЛО
 а – композитный сейсмический профиль; б – индексация и возраст ОГ;
 в – схема расположения профилей. Голубой вертикальной линией показаны магнитные аномалии с номерами (Tectonic map)

коры и появлении точечных слабовыраженных магнитных аномалий.

Итак, по сейсмическим данным установлен миоцен-четвертичный возраст хр. Гаккеля, возможно, олигоцен-четвертичный, но не древнее, возраст спрединга. Показано, что при крупномасштабном рассмотрении ЛМА не являются сплошными, они сегментированы и приурочены к дискретным вулканическим хребтам. За пределами магнитовозмущающих вулканитов интенсивность аномалий резко уменьшается вплоть до фоновых значений. На прилаптевоморской части Евразийского бассейна, где хр. Гаккеля отсутствует, выявлена система протрузий, являющихся выражением рассеянного спрединга плиоцен-четвертичного возраста. Судя по более молодому возрасту рассеянного спрединга, его преобразование в морфологически выраженный срединный хребет — дело будущего. Хотя это только предположение.

Тип коры в котловинах Нансена и Амундсена. В настоящее время вопрос типизации коры Евразийского бассейна не стоит. В соответствии с хронологической трактовкой ЛМА считается, что практически весь бассейн подстилается океанической корой. Скорее всего, именно это, а не суровые климатические условия и круглогодичные плавающие льды, общие для всего СЛО, и является главной причиной крайне низкой изученности Евразийского бассейна глубинными методами сейсморазведки КМПВ-ГСЗ даже по сравнению с Амеразийским бассейном: раз уже известно, что кора океаническая, зачем же ее еще изучать. Сведения о толщине коры в Евразийском бассейне получены в основном мелкомасштабной гравиметрической съемкой, дополненной единичными данными глубинной сейсморазведки. Несмотря на то, что мощность коры в Евразийском бассейне оценивают в 10–15 км [1], т. е. вполне соизмеримо с мощностью коры других океанов, непосредственных данных о строении земной коры очень мало, они на большей части бассейна не достоверны, постоянно пересматриваются и пересчитываются. Существующие цифры мощности коры отличаются в разы даже у одних и тех же авторов за разные годы. Эмпирически доказано, что измерять мощность коры и проводить ее типизацию по силе магнитных аномалий не надежно [37]. Например, замеренная мощность коры меняется в 2,0–2,5 раза на протяжении всех 10 км вдоль хр. Гаккеля или под вулканическими центрами она доходит до 3,5 км, а за пределами этих центров уменьшается до 1,4–2,9 км. Хотя по результатам драгирования выявлены достаточно протяженные участки хребта с нулевой мощностью коры, где подняты исключительно мантийные перидотиты [36]. По некоторым гравиметрическим данным, под хр. Гаккеля мощность коры нередко больше, чем в абиссальных котловинах, что противоречит постулату о росте мощности коры с возрастом [45]. Значительное утонение коры в котловинах обусловило появление концепции об эксумированной мантии,

подстилающей осадочный чехол обоих котловин [40], что является явно умозрительным и не подтвержденным никакими данными выводом. Вариации мощности коры под хр. Гаккеля так же не коррелируются со скоростями спрединга [36]. Специальные исследования по изучению мощностей коры в морях и океанах показали, что различия в глубинах Мохо, определяемые по гравиметрии и сейсмометрии, достигают 5–15 и реже 5–10 км [38]. При такой ситуации метод сейсмогравиметрического моделирования, призванный корректировать доминирующие результаты гравиметрической съемки единичными сейсмическими наблюдениями, вряд ли продвигает решение вопроса.

Поскольку выше были изложены аргументы в пользу ограниченных масштабов спрединга в Евразийском бассейне и, следовательно, новообразованной океанической коры, необходимо значительное увеличение объемов исследований глубинного строения земной коры бассейна, прежде всего, методами глубинной сейсморазведки. Понимая, что это вопрос будущего, пусть и обозримого, предлагаем иные подходы к проблеме типизации коры, используя уже существующие данные, например, по прилаптевоморской части Евразийского бассейна, неплохо изученного МОВ ОГТ профилями с высоким разрешением сейсмической записи. По материалам геофизических съемок, выполненных в последние годы (ОАО «МАГЭ» и Роснедра), нами составлен и проинтерпретирован композитный профиль, который начинается от притаймырского шельфа, пересекает южную часть Евразийского бассейна и заканчивается у южной оконечности подводного хр. Ломоносова (рис. 5). Благодаря высокому качеству сейсмической записи в акустическом фундаменте притаймырской части бассейна удалось выявить два разновозрастных складчатых комплекса: продолжающиеся в океан ранние киммериды Южного и Центрального Таймыра и верхоянские поздние киммериды, которые ввиду слабой складчатости предверхоанского прогиба сохранили остаточную слоистость и распознаются в волновых полях. В приломоносовской части бассейна ранних киммерид нет, в фундаменте доминируют поздние киммериды. В такой интерпретации совершенно очевиден континентальный тип коры южной части Евразийского бассейна вплоть до морфологически выраженного хр. Гаккеля. Осадочный чехол и фундамент этой части бассейна нарушен многочисленными внедрениями протрузий, что привело к рассеянному спредингу и насыщению чехла и фундамента подкоровым материалом. Заметим, что континентальный тип коры в этой части бассейна предполагается не потому, что здесь не выражены ЛМА, во всяком случае, сплошные, как считают некоторые авторы [27], а по причине основания осадочного чехла, представленного продолжающимися в океан складчатыми комплексами, и отсутствия осевого спредингового хребта. Более того, учитывая щелочной характер молодых лав самой

восточной (прилаптевоморской) оконечности хр. Гаккеля [35], можно допустить недавнее, всего 3,65 млн лет назад, существование здесь континентальной коры, в результате контаминации которой и насыщения литофильными элементами внедряющейся магмы излились трахибазальты и трахиандезиты, а не деплетированные толеиты срединных хребтов. Вероятно, это предельный случай преобразования континентальной коры в магматическую (океаническую в геофизическом смысле) кору. Вопрос о строении и мощности коры котловин Нансена и Амундсена за пределами 6–13 ЛМА к западу от прилаптевоморского региона остается открытым и необходимы дополнительные исследования.

Изучение данных по типизации коры Евразийского бассейна показало огромный разброс значений мощности земной коры, не позволяющий в настоящий момент определенно утверждать океанический тип коры котловин. Исключением является прилаптевоморская часть Евразийского бассейна, где, несмотря на неопределенность результатов глубинных исследований, интерпретация современных профилей МОВ ОГТ выявила в акустическом фундаменте продолжающиеся в океан разновозрастные складчатые комплексы Таймыра и Лаптевоморского шельфа и многочисленные протрузии, насыщающие чехол и фундамент подкоровым материалом. Эти факты указывают на континентальный тип коры этой части Евразийского бассейна, подвергшейся процессам рассеянного спрединга и начальной стадии базификации земной коры.

Слабая изученность Евразийского бассейна вынуждает искать аналоги среди значительно лучше изученных океанических бассейнов. Считается, что ближайшим аналогом хр. Гаккеля является соизмеримый с ним по ультрамедленной скорости спрединга Юго-Западный Индийский хребет. В обоих хребтах присутствуют протяженные амагматические сегменты, где подняты исключительно перидотиты. Установлено отсутствие строгой зависимости морфологии хребтов и состава магматических и мантийных выплавов от скорости спрединга. Объясняется это гетерогенным составом мантии, температурой и степенью ее плавления [31]. Очевидно, что такое заключение нельзя ни подтвердить фактическими данными, ни опровергнуть. Зато на современных спутниковых картах (Google Maps) прекрасно видны морфологические отличия обоих хребтов: хр. Гаккеля значительно более узкий и полностью лишен трансформных разломов, столь характерных для типичных океанических хребтов. Распределение землетрясений на этом хребте более рассеянное, не сосредоточенное в осевой рифтовой долине, как на Юго-Западном Индийском. Хребет Гаккеля явно моложе. Примечательно, что в работе тридцатилетней давности уже был сделан вывод о морфологически выраженной рифтовой долине в срединных океанических хребтах, которая является не показателем малой скорости спрединга, а указывает на интенсивность магмовыделения:

если нет рифтовой долины и спрединг рассеянный, как на Восточно-Тихоокеанском поднятии, интенсивность магмовыделения выше [18]. Показано, что в рифтовых зонах океанов могут существовать зоны с большой скоростью спрединга и относительно малой интенсивностью базальтовых излияний, и наоборот. Эти предположения вполне соответствуют последующим наблюдениям, Восточно-Тихоокеанское поднятие полностью перекрыто базальтами, здесь мантия не выходит на поверхность дна, в то время как хр. Гаккеля в значительной мере тектоническое, а не магматическое сооружение [29].

Анализ спутниковых карт и обширной литературы позволил определить ближайший возрастной и морфологически схожий аналог Евразийского бассейна. Это Красноморский регион, являющийся ключевым объектом для понимания начальных этапов раскола континентальной коры и последующего океанического спрединга [12; 28]. Он изучен значительно лучше, чем Евразийский бассейн, и представлен молодым Красным морем, превращающимся в будущий океан, Аденским заливом, хребтами Шеба и Карлсберг с океанической корой, ЛМА и трансформными разломами, а на Африканском материке – системой Восточно-Африканских континентальных рифтов. Сравнение спутниковых изображений Евразийского бассейна и Красного моря показывает их явное сходство. Морфологически выраженный хр. Гаккеля соответствует южной и центральной частям Красноморского рифта, тогда как северная часть Красного моря, где хребет не выражен морфологически, не отличается от прилаптевоморской части Евразийского бассейна. Для Красного моря доказано, что его северная часть подстилается континентальной корой, которая по мере продвижения на юг переходит в океаническую. Масштабы спрединга увеличиваются в этом же направлении, сменяясь типично спрединговой корой Аденского залива и далее хребтами Шеба и Карлсберг. Аналогичная ситуация просматривается в морфологии хр. Гаккеля, с востока на запад рифтовая долина которого становится все более выразительной. Уже в Северной Атлантике появляется множество трансформных разломов. В Евразийском бассейне спрединг, видимо, начался раньше, чем в Красном море: 18 млн лет назад против 8–10 млн лет [28].

Специализированные работы в Красноморском регионе и Индо-Атлантическом сегменте Земли [12] продемонстрировали, что наиболее убедительный показатель смены стадий формирования океанической коры – состав магматических продуктов. Первыми на неотоненной континентальной коре изливаются щелочные базальты трапповой серии, нередко с риолитами, за ними появляются субщелочные базальты, например, трахибазальты, на утоненной коре и лишь при полном расколе коры они сменяются низкокальциевыми толеитами срединных океанических хребтов, являющихся продуктами выплавления из деплетированной, геохимически истощенной

мантии. Однако анализ геотектонических и магматических процессов начальных этапов образования Индийского и Атлантического океанов, а также в Красноморском регионе показал, что океаногенез в силу многообразия факторов носит нелинейный характер и на фоне последовательного образования магматических ассоциаций (трапп – переходные базальты – океанические толеиты) формирование структурных элементов, связанных с магматизмом, проходит довольно хаотично. Одновременный магматизм рифтогенного и спредингового характера так же свидетельствует об отсутствии прямой линейности в смене магматических ассоциаций во времени и пространстве. Неравномерность раскрытия океанов в пространстве и времени связана с особенностями строения и динамики мантийных геосфер, не исключена роль ротационных и планетарных факторов. В этой связи очевидна неопределенность хронологической идентификации магнитных аномалий за пределами океанических хребтов, прежде всего, хр. Гаккеля. Детальное изучение магнитных свойств из образцов подводных базальтов рифтовой зоны Красного моря показало отсутствие линейной зависимости в уменьшении остаточной намагниченности и увеличении степени окисленности по мере удаления от предполагаемой оси спрединга [15]. Простые и однозначные решения сложных многофакторных нередко неоднозначно решаемых проблем [13] являются иллюзорными, что неизбежно приводит к противоречию с новыми данными.

Сходство Красноморского и Евразийского бассейнов позволяет предполагать близкую динамику событий и историю их формирования. Для обоих бассейнов установлены: ограниченные площади новообразованной океанической коры; формирование бассейнов задолго до начала спрединга; одинаковая тенденция к разрастанию дна с расширением срединных хребтов вплоть до появления типичных океанических хребтов с трансформными разломами; эволюция магматизма от щелочных базальтов на континентальной коре через субщелочные вулканы до нормальных океанических толеитов в срединных хребтах и даже мантийных перидотитов. В то же время Евразийский бассейн не менее чем вдвое старше Красноморского, что сказалось на его больших размерах и современных глубинах.

История формирования Евразийского бассейна.

Реконструкция истории формирования Евразийского бассейна основана на построении серии сейсмофациальных карт для всех выделенных КССК осадочного чехла бассейна. Поскольку геофизические методы исследования в целом дают лишь современную картину строения региона, ретроспективные, т. е. исторические, реконструкции возможны только по результатам анализа комплекса сейсмогеологических данных. Ретроспективные ареалы сейсмофаций намечены с учетом сделанных выводов о возрасте Евразийского бассейна, времени появления морфологически

выраженных хр. Гаккеля и котловин и масштабов спрединга (рис. 3, 6). Изучение вопроса типизации коры показало, что Евразийский бассейн образовался на континентальной коре, возможно, подвергшейся рифтогенезу, задолго до спрединга. Считается, что практически все рифтовые системы, предваряющие раскрытие океанов, в начальные этапы своего развития закладывались в пределах разновозрастных складчатых поясов и разломных зон [12]. Однако при современной изученности Евразийского бассейна описание осадочных комплексов чехла возможно лишь с апт-альбских отложений, сформированных в результате размыва позднекиммерийского складчатого фундамента. Выделение более древних комплексов осадочного чехла и, соответственно, более древнего фундамента в настоящее время не обеспечено достаточной для построения карт информацией.

Меловые комплексы Евразийского бассейна рассмотрены ранее (см. рис. 3), поэтому перейдем к кайнозойскому этапу осадконакопления. После общего выравнивания рельефа (пенепленизации) на рубеже мела – кайнозоя (ОГ рСУ – ЕоU) в палеоцене неглубокий шельф (до 200 м) занимал исключительно современный шельф, сменяя распространенные к югу прибрежные равнины и мелководье, а также примыкающую к Баренцево-Карской окраине часть котловины Нансена (рис. 6, а). К северу неглубокий шельф моря Лаптевых сменяется глубоким шельфом, который занимает Восточно-Ломоносовский бассейн и отдельные участки приполюсной части хр. Ломоносова, прилаптевоморскую часть котловины Амундсена и значительную часть котловины Нансена, примыкающую к хр. Гаккеля. Еще дальше к северу глубокий шельф переходит в обширную слабопогруженную котловину Амундсена. В южной части хр. Ломоносова палеоценовых отложений нет. Мощность палеоценовых толщ минимальна в слабопогруженных впадинах, варьируя от 100 до 400 м, реже увеличиваясь до 800 м в изометричных локальных впадинах котловины Амундсена. В шельфовых областях с неглубокими шельфовыми сейсмофациями мощность палеоцена увеличивается до 700–900 м. Наибольшие мощности зафиксированы в Лаптевоморском бассейне, возрастая до 2 км в отдельных изометричных впадинах прибрежных равнин и мелководья. Такое распределение мощностей палеоценовых осадков указывает на доминирующий снос с южной суши с позднекиммерийского орогена. По-прежнему изопахиты чехла котловин срезаются хр. Гаккеля. Близкие мощности комплекса на хр. Ломоносова и в котловине Амундсена указывают на основной снос с юга и постседиментационное воздымание хребта относительно котловины Амундсена.

В эоцене (ОГ ЕоU – UB) фациальные обстановки меняются незначительно (рис. 6, б). Палеоценовая слабопогруженная впадина расширяется, захватывая котловину Нансена, а центральная часть хр. Ломоносова превращается в область размыва (возможно, сушу), что подтверждает

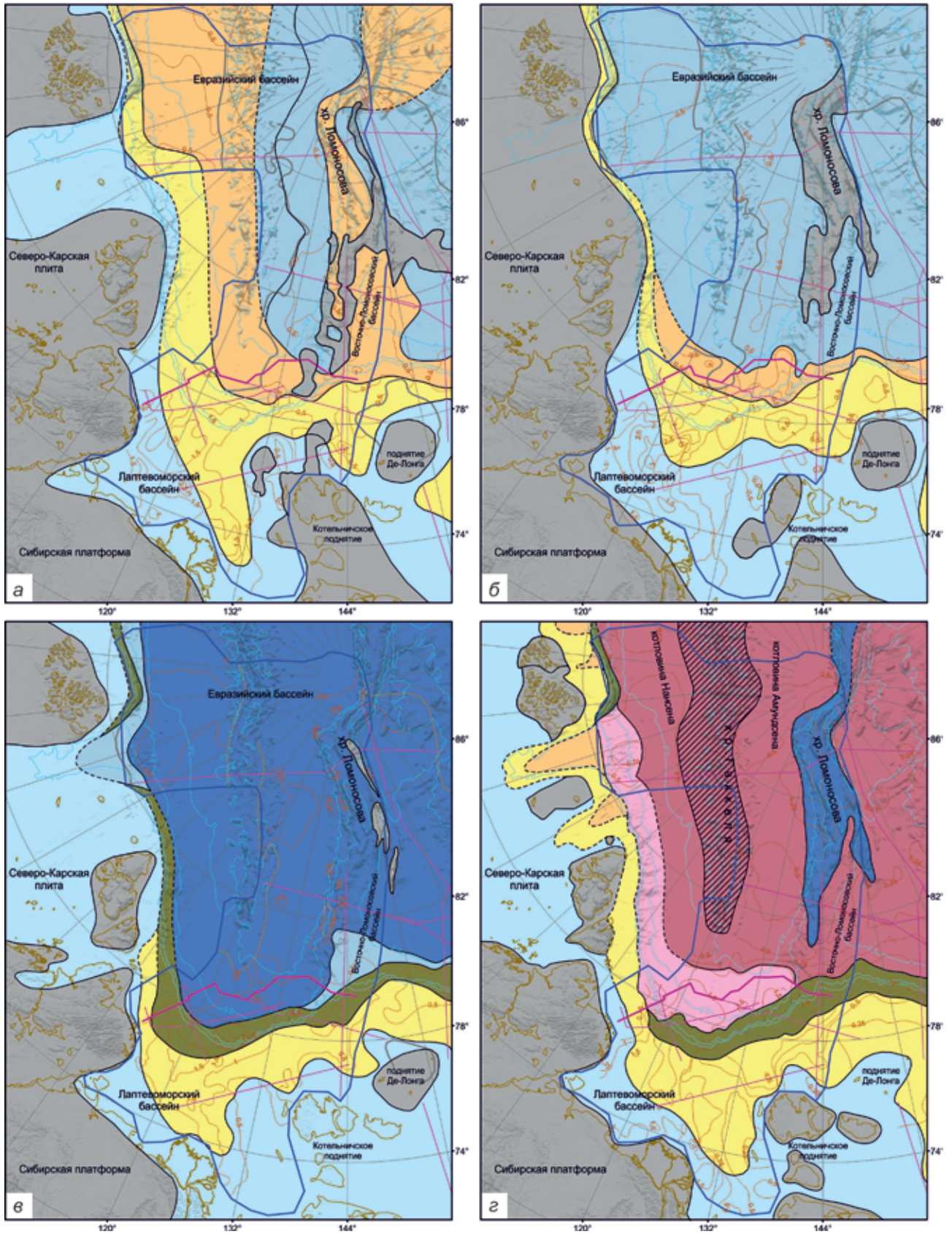


Рис. 6. Сейсмофациальные карты

а – палеоценового (ОГ рСU – ЕоU), б – эоценового (ОГ – ЕоU – UB), в – олигоцен-раннемиоценового (ОГ UB – RU), г – среднемиоценового – четвертичного (ОГ RU – дно) КССК (усл. обозн. см. на рис. 3)

результаты глубокого бурения. Южная часть хр. Ломоносова, напротив, погружается и впервые соединяет слабопогруженные впадины Амеразийского и Евразийского бассейнов. Весь современный шельф и склон занимали неглубокий и глубокий шельфы. Никаких анклавов внутри области неглубокого шельфа нет. С юга на север происходит последовательная смена мелководных и прибрежных равнин неглубоким, а затем и глубоким шельфами. Снос по-прежнему с юга. Мощности эоценовых толщ, как прежде, минимальны в слабопогруженных впадинах: преобладают 100–300 м, иногда увеличиваясь до 500–600 м в отдельных изометричных впадинах котловин Евразийского бассейна. На шельфе мощности эоценовых толщ резко возрастают до 1,7 км на лаптевоморском склоне в районе Анисинского и Новосибирского прогибов и до 2,5–3,0 км в изолированных впадинах Лаптево-морского бассейна.

В олигоцене – раннем миоцене (ОГ UB – RU) происходит существенное углубление Евразийского бассейна, появляется отчетливый склон, отделяющий неглубокий шельф от умеренно погруженной впадины до глубины в 1,5 км (рис. 6, в). На юге хр. Ломоносова и Восточно-Ломоносовского бассейна сравнительно узкой полосой у подножья склона формируются сейсмофации слабопогруженных впадин. Такая же полоса слабопогруженных сейсмофаций выделена на юге котловины Нансена в зоне ее сочленения с Баренцево-Карской окраиной. Олигоцен-раннемиоценовые осадки отсутствуют лишь на отдельных наиболее приподнятых участках осевой части хр. Ломоносова и отрога Геофизиков. Наибольшие мощности комплекса – до 1,8 км наблюдаются на Лаптевоморском шельфе и одноименном склоне. В котловинах Амундсена и Нансена мощность этого комплекса в отдельных впадинах возрастает до 700 м. Не исключено, что уже в раннем миоцене началось формирование хребта.

Верхний комплекс возраста средний миоцен – квартал (ОГ RU – дно) присутствует повсеместно (рис. 6, г). Распределение сейсмофаций по площади практически повторяет предыдущий олигоцен-раннемиоценовый комплекс, окончательно формируется континентальный склон и происходит дальнейшее погружение Евразийского бассейна до океанских глубин, сейсмофации умеренно погруженных впадин сменяются слабопогруженными. Ареал неглубокого шельфа соответствует современному, сменяясь к югу прибрежными равнинами. Переход от шельфа к глубоководью становится более резким. Умеренно погруженные фации, т. е. погружившиеся до батимальных глубин, имеют ограниченное распространение на хр. Ломоносова и отроге Геофизиков. В подножье континентального склона на прилаптевоморской части Евразийского бассейна и в южной части котловины Нансена появились подводные конуса выноса. Вариации мощностей верхнего комплекса на большей площади карты не значительны: от 0,2 до 0,8 км, причем

преобладают мощности в 0,2–0,4 км, что не слишком зависимо от знака современных морфо-структур. Так, мощности комплекса на хр. Ломоносова и в котловинах Евразийского бассейна соизмеримы. В то же время мощность отложений среднего миоцена – квартала резко возрастает до 1,5–2,6 км в конусах выноса, трассирующих современный континентальный склон, особенно в прилаптевоморской части. По-прежнему значительны мощности комплекса на Лаптевоморском шельфе, главным образом в его западной части (Усть-Ленский грабен), где достигают 1,4–1,7 км. Анализ сейсмогеологических данных показал, что именно в это время сформировался морфологически выраженный срединный хребет, разделив Евразийский бассейн на две котловины. Тогда же происходит очередное поднятие хр. Ломоносова. С этого же времени началось разрастание океанического дна, которое, судя по процессам в более древних океанах, продолжается до сих пор.

Из рассмотренной истории формирования Евразийского бассейна следует, что вплоть до эоцена (ОГ EoU) будущая котловина Амундсена была глубже котловины Нансена, и это выражено соответствующими сейсмофациями (рис. 3, а, б; 6, а) апт-альбских, верхнемеловых и палеоценовых толщ. Начиная с эоцена и до среднего миоцена Евразийский, Восточно-Ломоносовский и значительная часть Амеразийского бассейнов представляли собой единый осадочный бассейн, последовательно погружавшийся на все большие глубины. Хребет Ломоносова, за исключением его южной части, в эоцене выходил на поверхность и превратился в размывавшуюся сушу. Тогда современная асимметрия Евразийского бассейна, проявленная в разных глубинах дна котловин и, возможно, в суммарной мощности осадочного чехла, скорее всего, обусловлена предысторией развития бассейна в раннем мелу – палеоцене. Вытянутый (троговый) характер относительно глубоководной котловины Амундсена не противоречит представлениям о рифтогенном происхождении Евразийского бассейна, по крайней мере, на ранних этапах его развития. Очевидно, что в этом случае рифт был асимметричен изначально со существенно поднятым Баренцево-Карским плечом, обусловленным его довернемеловым априфтом, и вторым плечом в качестве периодически воздымавшегося хр. Ломоносова, на котором с апт-альба до эоцена накапливались менее глубокие фации, чем в смежной области котловины Амундсена. Примечательно, что хр. Гаккеля внедрился как раз по границе разнофациальных толщ между будущими котловинами Амундсена и Нансена. Значит, она представляла собой флексуру, возможно, осложненную разломами. В любом случае это была ослабленная и проницаемая зона. Современная асимметрия в строении Евразийского бассейна, несмотря на историческую предрасположенность, связана с неотектоникой, что следует из плащеобразного перекрытия обоих котловин верхним КССК в примерно равных мощностях.

Заключение. С помощью анализа современных сейсмических материалов и результатов драгирования выполнена поэтапная реконструкция истории формирования Евразийского бассейна СЛО, которая позволяет сделать следующие выводы:

1. По геологическим и сейсмическим данным, Евразийский бассейн возник задолго до постулированного магнитостратиграфией начала спрединга, примерно на 60–120 млн лет раньше. Для восточной половины прилаптевоморской глубоководной части СЛО, южной части хр. Ломоносова и Восточно-Ломоносовского бассейна осадочный чехол появился с апта, перекрывая позднекиммерийское складчатое основание. Со стороны Таймыра и Баренцево-Карской окраины, т. е. на континентальном склоне котловины Нансена, возраст базальных горизонтов чехла может быть более древним, юрско-раннемеловым. Судя по распределению меловых и палеоценовых сейсмифаций, наиболее погруженной областью Евразийского бассейна с самого его зарождения была будущая котловина Амундсена. Значит, изначально бассейн был асимметричен.

2. По сейсмическим данным, установлен миоцен-четвертичный возраст хр. Гаккеля. Показано, что при крупномасштабном рассмотрении ЛМА не являются сплошными, они сегментированы и приурочены к дискретным вулканическим хребтам. На прилаптевоморской части Евразийского бассейна, где хр. Гаккеля отсутствует, отмечена система протрузий, являющихся выражением рассеянного спрединга плиоцен-четвертичного возраста.

3. Огромный разброс значений мощности земной коры Евразийского бассейна не позволяет в настоящий момент определенно утверждать океанический тип коры котловин. В прилаптевоморской части Евразийского бассейна в акустическом фундаменте выявлены продолжающиеся в океан разновозрастные складчатые комплексы Таймыра и Лаптевоморского шельфа и многочисленные протрузии, насыщающие чехол и фундамент подкоровым материалом. Эти факты указывают на континентальный тип коры этой части Евразийского бассейна, подвергшейся процессам рассеянного спрединга и начальной стадии базификации земной коры.

4. Ближайшим возрастным и морфологически схожим аналогом Евразийского бассейна является Красноморский регион. Для обоих бассейнов установлены: ограниченные площади новообразованной океанической коры; формирование бассейнов задолго до начала спрединга; одинаковая тенденция к разрастанию дна с расширением срединных хребтов вплоть до появления типичных океанических хребтов с трансформными разломами; эволюция магматизма от щелочных базальтов на континентальной коре через субщелочные вулканы до нормальных океанических толеитов в срединных хребтах и даже мантийных перидотитов. В то же время Евразийский бассейн не менее чем вдвое старше Красноморского, что сказалось на его больших размерах и современных глубинах.

1. Арктический бассейн (геология и морфология) / под ред. В. Д. Каминского. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. – 291 с.
2. Артемьева Д. Е., Виноградов В. А., Гусев Е. А. Особенности строения и истории формирования южной части Евразийского суббассейна // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане: Сб. науч. трудов. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. – С. 40–47.
3. Глебовский В. Ю. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геосторического анализа аномального магнитного поля / В. Ю. Глебовский, В. Д. Каминский, А. Н. Минаков, С. А. Меркурьев, В. А. Чилдерс, Дж. М. Брозина // Геотектоника. – 2006. – Вып. 4. – С. 21–42.
4. Гордин В. М. Об интерпретации аномального магнитного поля океанов по Вайну-Мэттьюзу // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. – М.: ОИФЗ РАН, 2002. – С. 27–29.
5. Гусев Е. А. Прилаптевоморское окончание хребта Гаккеля / Е. А. Гусев, А. В. Зайончек, М. В. Мэннис, П. В. Рекант, А. С. Рудой, К. С. Рыбаков, А. А. Черных // Геолого-геофизические характеристики литосферы. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. – Вып. 4. – С. 40–54.
6. Дараган-Сушов Ю. И., Дараган-Сушова Л. А., Поселов В. А. К вопросу о стратиграфии осадочного чехла Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. – Вып. 4. – С. 103–113.
7. Дараган-Сушова Л. А., Поселов В. А., Дараган-Сушов Ю. И. Сейсмогеологический анализ моделей развития Евразийского бассейна // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2004. – Вып. 5. – С. 111–124.
8. Дараган-Сушова Л. А. Фанерозойская история развития Баренцево-Карского региона на основе анализа структурных и палеоструктурных карт / Л. А. Дараган-Сушова, Ю. И. Дараган-Сушов, Д. Д. Рукавишников, Е. О. Петров, В. В. Соловьев, Л. Ф. Кузнецова // Региональная геология и металлогения. – 2009. – № 38. – С. 21–30.
9. Дараган-Сушова Л. А. Геология и тектоника северо-востока Российской Арктики (по сейсмическим данным) / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Н. Н. Соболев, Ю. И. Дараган-Сушов, Л. Р. Гринько, Н. А. Петровская // Геотектоника. – 2015. – № 6. – С. 3–19.
10. Дараган-Сушова Л. А. Геология и история формирования котловины Подводников Северного Ледовитого океана по сейсмическим данным / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Н. Н. Соболев, Ю. И. Дараган-Сушов, И. В. Попова // Региональная геология и металлогения. – 2017. – № 71. – С. 5–18.
11. Дараган-Сушова Л. А. О времени главного погружения до океанических глубин и масштабах разновозрастного рифтогенеза в Арктическом бассейне по результатам интерпретации сейсмических данных / Л. А. Дараган-Сушова, В. Н. Зинченко, Ю. И. Дараган-Сушов, И. Н. Савельев // Региональная геология и металлогения. – 2019. – № 80. – С. 5–20.
12. Кашинцев Г. Л. Ранние стадии океаногенеза в Индо-Атлантическом сегменте Земли: автореф. дисс. доктора геол.-минерал. наук. – М., 2001. – 62 с.
13. Красилов В. А. Палеонтология и парадигмы современного естествознания // Экология и жизнь. – 2009. – № 5. – С. 6–12.
14. Кунин Н. Я. Строение литосферы континентов и океанов. – М.: Недра, 1989. – 286 с.
15. Курочкина Е. С. Магнитные свойства подводных базальтов и эволюция рифтовой зоны Красного моря: автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. – М., 2007. – 22 с.

16. Лаверов Н. П. Геодинамическая модель развития Арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России / Н. П. Лаверов, Л. И. Лобковский, М. В. Кононов, Н. Л. Добрецов, В. А. Верниковский, С. Д. Соколов, Э. В. Шпилов // Геотектоника. – 2013. – № 1. – С. 3–35.
17. Мейен С. В. От общей к теоретической стратиграфии // Советская геология. – 1981. – № 9. – С. 58–69.
18. Милановский Е. Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезо-кайнозойская геодинамика // Геотектоника. – 1991. – № 1. – С. 3–20.
19. Пискарев А. Л. Строение фундамента Евразийского бассейна и центральных хребтов Северного Ледовитого океана // Геотектоника. – 2004. – № 6. – С. 49–66.
20. Погребещик Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. – Л.: Недра, 1971. – 248 с. (Труды НИИГА, т. 166).
21. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры / отв. ред. А. М. Городницкий. – М.: Изд-во ВНИРО, 1996. – 283 с.
22. 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.
23. Сейсмическая стратиграфия. В 2-х томах / под ред. Ч. Пейтона. – М.: Мир, 1982. – 846 с.
24. Тектоническая карта Арктики. Масштаб 1 : 10 000 000 / гл. ред. О. В. Петров, М. Пубелье. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019. – 1 л.
25. Тектоностратиграфический атлас Восточной Арктики. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2020. – 152 с.
26. Трухалёв А. И., Шулягин О. Г. Геология Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана – свидетельство в пользу концепции расширяющейся Земли // 70 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане: Сб. науч. трудов. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2018. – С. 56–73.
27. Шпилов Э. В., Кириллова Т. А. Тектоника зоны сочленения Евразийского бассейна и хребта Ломоносова с континентальной окраиной Сибири // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2020. – № 17. – С. 563–567.
28. Bosworth W. Geological evolution of the Red Sea: Historical background, review, and synthesis // The Red Sea / eds.: N. M. A. Rasul and I. C. F. Stewart. – Springer-Verlag, 2015. – Pp. 45–78.
29. 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 // Journal of Geophysical Research. – 2003. – Vol. 108. – 2116 p. DOI: 10.1029/2002JB001830
30. Daragan-Sushchova L., Grin'ko L., Petrovskaya N. and Daragan-Sushchov Yu. On the problem of stratigraphic assignment of the key seismic horizons on the East-Arctic Shelf and in the area of Central Arctic uplifts // American Journal of Geosciences. – 2015. – Vol. 5, no. 1. – Pp. 1–11.
31. Dick H. J. B., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge // Nature. – 2003. – Vol. 426. – Pp. 405–412.
32. Engen Ø., Faleide J. I., Dyreng T. K. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints // Tectonophysics. – 2008. – Vol. 450. – Pp. 51–69.
33. Gaina G., Nikishin A. M., Petrov E. I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region – a link to the Eureka orogeny? // Arktos. – 2015. – Vol. 1, no. 16. – URL: <https://doi.org/10.1007/s41063-015-0006-8> (дата обращения: 28.09.2020).
34. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. – 2004. – Vol. 31. – URL: <https://doi.org/10.1029/2003GL018352> (дата обращения: 28.09.2020).
35. Jokat W., O'Connor J., Hauff F., Koppers A., Miggins D. P. Ultraslow spreading and volcanism at the eastern end of Gakkel Ridge, Arctic Ocean // American Geophysical Union. – 2019 (in press). DOI: 10.1029/2019GC008297
36. Jokat W., Ritzmann O., Schmidt-Aursch M. C., Drachev S., Gauger S. & Snow J. Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge // Nature. – 2003. – Vol. 423, no. 26. – Pp. 962–965.
37. Jokat W., Schmidt-Aursch M. C. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophysical Journal International. – 2007. – Vol. 168. – Pp. 983–998.
38. Kashubin S. N., Petrov O. V., Androsov E. A., Morozov A. F., Kaminsky V. D., Poselov V. A. Crustal thickness in the Circum Arctic // ICAM VI Proceedings. – 2014. – 17 p.
39. Liu Ch.-Z. et al. Ancient, highly heterogeneous mantle beneath Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Nature. – 2008. – Vol. 452. – Pp. 31–316.
40. Lutz R., Franke D., Berglara K., Heyde I., Schreckenberger B., Klitzke P., Geissler W. H. Evidence for mantle exhumation since the early evolution of the slowspreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Journal of Geodynamics. – 2018. – Vol. 118. – Pp. 154–165.
41. 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., Muhe R. & Edmonds H. N. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // Nature. – 2003. – Vol. 423, no. 6943. – Pp. 956–961.
42. Moran K. Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean / K. Moran, J. Backman, H. Brinkhuis, S. C. Clemens, T. Cronin, G. R. Dickens, F. Eynaud, J. Gattacceca, M. Jakobsson, R. W. Jordan, M. Kaminski, J. King, N. Kos, A. Krylov, N. Martinez, J. Matthies, D. McInroy, T. C. Moore, J. Onodera, M. O'Regan, H. Pälike, B. Rea, D. Rio, T. Sakamoto, D. C. Smith, R. Stein, K. St. John, I. Suto, N. Suzuki, K. Takahashi, M. Watanabe, M. Yamamoto, J. Farrell, M. Frank, P. Kubik, W. Jokat, Y. Kristoffersen // Nature. – 2006. – Vol. 441, no. 7093. – Pp. 601–605. – URL: <https://doi.org/10.1038/nature0480> (дата обращения: 28.09.2020).
43. Nares Strait and the drift of Greenland: a conflict in plate tectonics / eds.: P. R. Dawes & J. W. Kerr. – Meddelelser om Grønland, Geosciences, 1982. – Vol. 8. – 392 p.
44. Nikishin A. M., Gaina C., Petrov E. I., Malyshev N. A., Freiman S. I. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // Tectonophysics. – 2017. – URL: <https://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.006> (дата обращения: 28.09.2020).
45. Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere – A review // Tectonophysics. – 2014. – Vol. 628. – Pp. 1–25.
46. Petrov O. V., Sobolev N. N., Koren T. N., Vasiliev V. E., Petrov E. O., Larssen G. B. & Smelror M. Palaeozoic and Early Mesozoic evolution of the East Barents and Kara Seas sedimentary basins // Norwegian Journal of Geology. – Trondheim, 2008. – Vol. 88. – Pp. 227–234.
47. Sekretov S. B. Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasia Basin Arctic Ocean // Tectonophysics. – 2002. – Vol. 351, no. 3. – Pp. 193–243.
48. Shipilov E. V. Generations of spreading basins and stages of breakdown of Wegener's Pangea in the geodynamic evolution of the Arctic Ocean // Geotectonics. – 2008. – Vol. 42, no. 2. – Pp. 105–124.

1. Арктический бассейн (геология и морфология) [Arctic basin (geology and morphology)]. Ed. by V. D. Kaminsky. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2017, 291 p.

2. Артем'ева Д. Е., Виноградов В. А., Гусев Е. А. Особенности строения и истории формирования южной части Евразийского суббассейна [Features of the structure and history of the formation of the southern part of the Eurasian sub-basin].

- 70 let v Arktike, Antarktike i Mirovom okeane: sbornik nauchnykh trudov. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2018, pp. 40–47. (In Russian).
3. Formation of the Eurasia Basin in the Arctic Ocean as Inferred from Geohistorical Analysis of the Anomalous Magnetic Field. Eds.: V. Yu. Glebovsky, V. D. Kaminsky, A. N. Minakov, S. A. Merkur'ev, V. A. Childers, J. M. Brozena. *Geotectonics*. 2006, Iss. 4, pp. 21–42. (In Russian).
 4. Gordin V. M. Ob interpretatsii anomal'nogo magnitnogo polya okeanov po Vaynu-Mett'yuzu [On the Vine-Matthews interpretation of the anomalous magnetic field of the oceans]. *Spornye aspekty tektoniki plit i vozmozhnye al'ternativy*. Moscow, Institut fiziki Zemli Rossiyskoy akademii nauk, 2002, pp. 27–29. (In Russian).
 5. Gusev E. A., Zayonchek A. V., Mennies M. V., Rekant P. V., Roudoy A. S., Rybakov K. S., Chernyh A. A. The End of the Gakkel Ridge in The Laptev Sea. *Geological-geophysical features of the lithosphere of the Arctic Region*. St. Petersburg, VNIIOkeangeologia, 2002, no. 4, pp. 40–54. (In Russian).
 6. Daragan-Sushchov Yu. I., Daragan-Sushchova L. A., Poselov V. A. On the question of the stratigraphy of the sedimentary cover of the Eurasian basin of the Arctic Ocean. *Geological and geophysical characteristics of the lithosphere of the Arctic region*. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2002, iss. 4, pp. 103–113. (In Russian).
 7. Daragan-Sushchova L. A., Poselov V. A., Daragan-Sushchov Yu. I. Seismogeological analysis of models of Eurasian basin development. *Geological-geophysical features of the lithosphere of the Arctic Region*. St. Petersburg, VNIIOkeangeologia, 2004, no. 5, pp. 111–124. (In Russian).
 8. Daragan-Sushchova L. A., Daragan-Sushchov Yu. I., Rukavishnikova D. D., Petrov E. O., Solov'ev V. V., Kuznetsova L. F. Fanerozoyskaya istoriya razvitiya Barentsevo-Karskogo regiona na osnove analiza strukturnykh i paleostrukturnykh kart [Phanerozoic history of the development of the Barents-Kara region based on the analysis of structural and paleostructural maps]. *Regional Geology and Metallogeny*, 2009, no. 38, pp. 21–30. (In Russian).
 9. Daragan-Sushchova L. A., Petrov O. V., Sobolev N. N., Daragan-Sushchov Yu. I., Grin'ko L. R., Petrovskaya N. A. Geology and Tectonics of the Northeast Russian Arctic Region, Based on Seismic Data. *Geotectonics*. 2015, no. 6, pp. 3–19. (In Russian).
 10. Daragan-Sushchova L. A., Petrov O. V., Sobolev N. N., Daragan-Sushchov Yu. I., Popova I. V. The geology and history of formation of the Arctic ocean Podvodnikov basin based on seismic data. *Regional Geology and Metallogeny*, 2017, no. 71, pp. 5–18. (In Russian).
 11. Daragan-Sushchova L. A., Zinchenko V. N., Daragan-Sushchov Yu. I., Savel'ev I. N. The time of the main submergence to the oceanic depths and the scale of different age rifting in the Arctic Basin based on the results of seismic data interpretation. *Regional Geology and Metallogeny*, 2019, no. 80, pp. 5–20. (In Russian).
 12. Kashintsev G. L. Rannie stadii okeanogeneza v Indo-Atlanticheskom segmente Zemli [Early stages of oceanogenesis in the Indo-Atlantic segment of the Earth]. Abstract of Doctor's degree dissertation. Moscow, 2001, 62 p.
 13. Krassilov V. A. Paleontology and paradigms of modern natural sciences. Science is a knowledge tool and aspiration for the truth is more important than consensus of opinion. *Ekologiya i zhizn*, 2009, no. 5, pp. 6–12. (In Russian).
 14. Kunin N. Ya. Stroenie litosfery kontinentov i okeanov [The structure of the lithosphere of continents and oceans]. Moscow, Nedra, 1989. 286 p.
 15. Kurochkina E. S. Magnitnye svoystva podvodnykh bazal'tov i evolyutsiya riftovoy zony Krasnogo morya. Abstract of Ph. D. thesis. Moscow, 2007, 22 p.
 16. Laverov N. P., Lobkovsky L. I., Kononov M. V., Dobretsov N. L., Vernikovskiy V. A., Sokolov S. D., Shipilov E. V. A geodynamic model of the evolution of the Arctic Basin and adjacent territories in the Mesozoic and Cenozoic and the outer limit of the Russian continental shelf. *Geotectonics*, 2013, vol. 47, no. 1, pp. 1–30. (In Russian).
 17. Meyen S. V. Ot obshchey k teoreticheskoy stratigrafii [From general to theoretical stratigraphy]. *Sovetskaya geologiya*, 1981, no. 9, pp. 58–69. (In Russian).
 18. Milanovskiy E. E. Riftogenez i ego rol' v tektonicheskom stroenii Zemli i ee mezo-kaynozoyskaya geodinamika [Riftogenesis and its role in the tectonic structure of the Earth and its Meso-Cenozoic geodynamics]. *Geotektonika*, 1991, no. 1, pp. 3–20. (In Russian).
 19. Piskarev A. L. The basement structure of the Eurasia Basin and Central Ridges in the Arctic Ocean. *Geotektonika*, 2004, no. 6, pp. 49–66. (In Russian).
 20. Pogrebitskiy Yu. E. Paleotektonicheskiy analiz Taymskoy skladchatoy sistemy [Paleotectonic analysis of the Taimyr fold system]. Leningrad, Nedra, 1971, 248 p.
 21. Priroda magnitnykh anomalii i stroenie okeanicheskoy kory [The nature of magnetic anomalies and the structure of the oceanic crust]. Executive editor A. M. Gorodnitskiy. Moscow, Vserossiyskiy nauchno-issledovatel'skiy institut rybnogo khozyaystva i okeanografii, 1996, 283 p.
 22. Rekant P. V. and Gusev E. A. Sediments in the Gakkel Ridge rift zone (Arctic ocean): Structure and history. *Russian Geology and Geophysics*, 2016, vol. 57, no. 9, pp. 1634–1640. (In Russian).
 23. Seysmicheskaya stratigrafiya. V 2-kh tomakh [Seismic stratigraphy. In 2 volumes]. Ed. by Ch. Peytona. Moscow, Mir, 1982, 846 p.
 24. Tektonicheskaya karta Arktiki. Masshtab 1 : 10 000 000 [Tectonic map of the Arctic. Scale 1:10,000,000]. Editors-in-Chief O. V. Petrov, M. Pubel'e. St. Petersburg, Kartograficheskaya fabrika VSEGEI, 2019, 1 list.
 25. Tektonostratigraficheskiy atlas Vostochnoy Arktiki [Tectonostratigraphic atlas of the Eastern Arctic]. St. Petersburg, VSEGEI, 2020, 152 p.
 26. Trukhalev A. I., Shulyatin O. G. Geologiya Evraziyskogo basseyna Severnogo Ledovitogo okeana – svidetel'stvo v pol'zu kontseptsii rasshiryayushcheysya Zemli [Geology of the Eurasian Basin of the Arctic Ocean – evidence in favor of the concept of the expanding Earth]. *70 let v Arktike, Antarktike i Mirovom okeane: sbornik nauchnykh trudov*. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2018, pp. 56–73. (In Russian).
 27. Shipilov E. V., Kirillova T. A. Tektonika zony sochleneniya Evraziyskogo basseyna i khrebtta Lomonosova s kontinental'noy okrainoy Sibiri [Tectonics of the junction zone of the Eurasian Basin and the Lomonosov Ridge with the continental margin of Siberia]. *Trudy Fersmanovskoy nauchnoy sessii Gosudarstvennogo instituta Kol'skogo nauchnogo tsentra Rossiyskoy akademii nauk*, 2020, no. 17, pp. 563–567. (In Russian).
 28. Bosworth W. Geological evolution of the Red Sea: Historical background, review, and synthesis. In N. M. A. Rasul and I. C. F. Stewart (eds.): *The Red Sea*, Springer-Verlag, 2015, pp. 45–78.
 29. 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. *Journal of Geophysical Research*, 2003, vol. 108, 2116 p. DOI: 10.1029/2002JB001830
 30. Daragan-Sushchova L., Grin'ko L., Petrovskaya N. and Daragan-Sushchov Yu. On the problem of stratigraphic assignment of the key seismic horizons on the East-Arctic Shelf and in the area of Central Arctic uplifts. *American Journal of Geosciences*, 2015, vol. 5, no. 1. – Pp. 1–11.
 31. Dick H. J. B., Lin J., Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge. *Nature*, 2003, vol. 426, pp. 405–412.
 32. Engen Ø., Faleide J. I., Dyreng T. K. Opening of the Fram Strait gateway: A review of plate tectonic constraints. *Tectonophysics*, 2008, vol. 450, pp. 51–69.
 33. Gaina G., Nikishin A. M., Petrov E. I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region – a link to the Eureka orogeny? *Arktos*, 2015, vol. 1, no. 16, available at: <https://doi.org/10.1007/s41063-015-0006-8> (accessed 28.09.2020).

34. Jokat W., Micksch U. Sedimentary structure of the Nansen and Amundsen basins, Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 2004, vol. 31, available at: <https://doi.org/10.1029/2003GL018352> (accessed 28.09.2020).
35. Jokat W., O'Connor J., Hauff F., Koppers A., Miggins D. P. Ultraslow spreading and volcanism at the eastern end of Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *American Geophysical Union*, 2019 (in press). DOI: 10.1029/2019GC008297
36. Jokat W., Ritzmann O., Schmidt-Aursch M. C., Drachev S., Gauger S. & Snow J. Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge. *Nature*, 2003, vol. 423, no. 26, pp. 962–965.
37. Jokat W., Schmidt-Aursch M. C. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Geophysical Journal International*, 2007, vol. 168, pp. 983–998.
38. Kashubin S. N., Petrov O. V., Androsov E. A., Morozov A. F., Kaminsky V. D., Poselov V. A. Crustal thickness in the Circum Arctic. *ICAM VI Proceedings*, 2014, 17 p.
39. Liu Ch.-Z. et al. Ancient, highly heterogenous mantle beneath Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Nature*, 2008, vol. 452, pp. 31–316.
40. Lutz R., Franke D., Berglara K., Heydea I., Schreckenbergera B., Klitzkea P., Geisslerb W. H. Evidence for mantle exhumation since the early evolution of the slowspreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. *Journal of Geodynamics*, 2018, vol. 118, pp. 154–165.
41. Michael P. J., Langmuir C. H., Dick H. J. B., Snow J. E., Goldsteink S. L., Graham D. W., Lehnertk K., Kurras G., Jokat W., Muhe R. & Edmonds H. N. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean. *Nature*, 2003, vol. 423, no. 6943, pp. 956–961.
42. Moran K., Backman J., Brinkhuis H., Clemens S. C., Cronin T., Dickens G. R., Eynaud F., Gattacceca J., Jakobsson M., Jordan R. W., Kaminski M., King J., Koc N., Krylov A., Martinez N., Matthiessen J., McInroy D., Moore T. C., Onodera J., O'Regan M., Pälke H., Rea B., Rio D., Sakamoto T., Smith D. C., Stein R., John K. St., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M., Farrell J., Frank M., Kubik P., Jokat W., Kristoffersen Y. Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean. *Nature*, 2006, vol. 441, no. 7093, pp. 601–605. available at: <https://doi.org/10.1038/nature0480> (accessed 28.09.2020).
43. Dawes P. R. & Kerr J. W. (eds.). *Nares Strait and the drift of Greenland: a conflict in plate tectonics*. Meddelelser om Grønland, Geosciences, 1982, vol. 8, 392 p.
44. Nikishin A. M., Gaina C., Petrov E. I., Malyshev N. A., Freiman S. I. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultra-slow spreading and continental rifting revealed by new seismic data. *Tectonophysics*, 2017, available at: <https://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2017.09.006> (accessed 28.09.2020).
45. Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere – A review. *Tectonophysics*, 2014, vol. 628, pp. 1–25.
46. Petrov O. V., Sobolev N. N., Koren T. N., Vasiliev V. E., Petrov E. O., Larssen G. B. & Smelror M. Palaeozoic and Early Mesozoic evolution of the East Barents and Kara Seas sedimentary basins. *Norwegian Journal of Geology*, Trondheim, 2008, vol. 88, pp. 227–234.
47. Sekretov S. B. Structure and tectonic evolution of the Southern Eurasia Basin Arctic Ocean. *Tectonophysics*, 2002, vol. 351, no. 3, pp. 193–243.
48. Shipilov E. V. Generations of spreading basins and stages of breakdown of Wegener's Pangea in the geodynamic evolution of the Arctic Ocean. *Geotectonics*, 2008, vol. 42, no. 2, pp. 105–124.

Дараган-Суцова Лидия Анатольевна – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВСЕГЕИ¹. <LDaragan@vsegei.ru>
 Петров Олег Владимирович – чл.-корр. РАН, доктор геол.-минерал. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ¹.
 <vsegei@vsegei.ru>

Дараган-Суцов Юрий Иосифович – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. акад. И. С. Грамберга (ВНИИОкеан-геология). Английский пр., 1, Санкт-Петербург, 190121, Россия. <ydarag@vniio.nw.ru>

Леонтьев Денис Игоревич – зам. зав. отделом, ВСЕГЕИ¹. <Denis_Leontiev@vsegei.ru>

Савельев Иван Николаевич – инженер, ВСЕГЕИ¹. <Ivan_Savelyev@vsegei.ru>

Daragan-Sushchova Lidia Anatol'evna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Lead Researcher, VSEGEI¹.
 <LDaragan@vsegei.ru>

Petrov Oleg Vladimirovich – Corresponding Member of RAS, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, VSEGEI¹. <vsegei@vsegei.ru>

Daragan-Sushchov Yuriy Iosifovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Lead Researcher, Academician I. S. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia). 1 Angliyskiy prospekt, St. Petersburg, 190121, Russia. <ydarag@vniio.nw.ru>

Leont'ev Denis Igorevich – Deputy Head of the Department, VSEGEI¹. <Denis_Leontiev@vsegei.ru>

Savel'ev Ivan Nikolaevich – Engineer, VSEGEI¹. <Ivan_Savelyev@vsegei.ru>

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

A. P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74 Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.