

Л. А. ДАРАГАН-СУШОВА, О. В. ПЕТРОВ (ВСЕГЕИ),
Ю. И. ДАРАГАН-СУШОВ (ВНИИОкеангеология), Д. И. ЛЕОНТЬЕВ (ВСЕГЕИ)

История формирования Арктического бассейна и Северного Ледовитого океана по сейсмическим и геологическим данным

По сейсмическим и геологическим данным установлено, что замкнутая геодепрессия Арктического бассейна возникла не ранее поздней юры – мела на месте обширного материка, постепенно заливаемого морем. Большая часть Северного Ледовитого океана до середины мезозоя представляла собой древнюю платформу (Арктиду), в разной степени переработанную разновозрастной складчатостью и процессами континентального рифтогенеза, в результате которого в Центрально-Арктической области образовалась субмеридиональная система грабенов и горстов, свидетельствующих о процессах растяжения и блоковых движениях. Дальнейшее погружение бассейна привело к формированию современного Северного Ледовитого океана лишь в неогене. Обязательным морфологическим и геологическим признаком зарождающегося океана является наличие триады шельф–склон–глубоководная равнина. Эволюция осадочного чехла Северного Ледовитого океана проиллюстрирована комплектом сейсмофациальных карт, построенных в результате анализа взаимоувязанных сейсмофациальных профилей, пересекающих основные морфоструктуры.

Ключевые слова: Арктический бассейн, Северный Ледовитый океан, сейсмофациальный анализ, возраст, концепции.

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

The formation history of the Arctic Basin and the Arctic Ocean according to seismic and geological data

Seismic and geological data suggest that the closed geodepression of the Arctic Basin emerged not earlier than in the Late Jurassic – Cretaceous on the site of a vast continent, gradually flooded by the sea. Until the mid-Mesozoic, most of the Arctic Ocean was an ancient platform (Arctida), reworked to varying degree by uneven folding and continental rifting, which resulted in the formation of a submeridional system of grabens and horsts in the Central Arctic Region, indicating extension processes and block movements. Further subsidence of the basin led to the formation of the recent Arctic Ocean not earlier than in the Neogene. An obligatory morphological and geological feature of the emerging ocean is the presence of the shelf–slope–deep-sea plain triad. The evolution of the sedimentary cover of the Arctic Ocean is illustrated by a set of seismic facies maps compiled after analyzing interconnected seismic facies lines that intersect major morphostructures.

Keywords: Arctic Basin, Arctic Ocean, seismic facies analysis, age, concepts.

Для цитирования: Дараган-Сушова Л. А. История формирования Арктического бассейна и Северного Ледовитого океана по сейсмическим и геологическим данным / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Ю. И. Дараган-Сушов, Д. И. Леонтьев // Региональная геология и металлогения. – 2022. – № 91. – С. 5–30. DOI: 10.52349/0869-7892_2022_91_5-30.

Северный Ледовитый океан (СЛО) или Арктический бассейн (по [2] это синонимы) является самым молодым океаном планеты. Для него характерны наименьшие размеры площади, относительно небольшие для океана средние глубины, обширные шельфы, осадочные бассейны которых сформировались задолго до появления глубоководных впадин [8]. Замкнутый характер бассейна, окруженного практически со всех

сторон сушей, и малый размер глубоководных впадин по сравнению с окружающими их материковыми областями и шельфами больше соответствует Средиземному морю, чем океану [29]. В Арктическом бассейне нет глубоких желобов и зон Бенъофа, а скорость разрастания океанической коры считается минимальной. Современная морфоструктура Арктического бассейна представлена двумя бассейнами: Евразийским,

типично спрединговым со срединным океаническим хребтом Гаккеля, котловинами Нансена и Амундсена, и Амеразийским, с глубоководной Канадской котловиной, морем Бофорта, поясом Центрально-Арктических поднятий и впадин, погруженных на разную глубину.

Ввиду практически полной закрытости акватории бассейна для непосредственных наблюдений, основную информацию о геологическом строении этого обширного региона дает сейсморазведка. Помимо научного интереса, повышенное внимание международного сообщества к Арктическому бассейну обусловлено его возросшим политико-экономическим значением. Наиболее весомыми аргументами являются огромный доказанный углеводородный потенциал арктических шельфов и глубоководья, а также стремление государств (в том числе России) к расширению внешних границ континентальных шельфов в Арктике. Также немаловажны значительные биоресурсы Арктического бассейна и фактор кратчайшего расстояния при транспортировке грузов по Северному морскому пути в условиях прогрессирующего таяния круглогодичного ледового покрова. В связи с этим, в последние десятилетия в прироссийской части Арктики возросло количество и качество сейсмических работ, дополненное драгированием донного обломочного материала, глубоководным бурением и геологическими данными по обнажениям материкового обрамления и островов. С историко-геологических позиций главный источник фактического материала для расшифровки строения осадочного чехла и реконструкции последовательности событий в акватории Арктического региона в динамическом аспекте, то есть основа для построения геологической модели – сейсмическое профилирование. Итогом сейсморазведочных работ является «рентгеновский» снимок слоистой структуры бассейна, расшифровка которого методами сейсмостратиграфии позволяет провести стратификацию осадочного чехла и выполнить палеоструктурный и сейсмофациальный анализы.

Интерпретация лавинообразно поступающих сейсмических материалов и массового донного опробования на подводных возвышенностях вступает в противоречие со многими существующими концепциями и моделями формирования СЛО, причем чем дальше, тем больше. Преобладают плейт-тектонические реконструкции, построенные на палеомагнитных определениях широтного местоположения континентов и террейнов и их азимутальной ориентировке в конкретные отрезки времени, а также на магнитостратиграфической трактовке линейных магнитных аномалий [19; 23; 39; 53; 67; 71]. Линейные магнитные аномалии (ЛМА) в соответствии со спрединговой парадигмой считаются хронологическими реперами событий [23; 58; 69]. Согласно плейт-тектоническим построениям, современный СЛО сложился начиная с поздней юры, в процессе распада вегенеровской Пангеи, и не обнаруживает преемственности от предыдущих бассейнов

подобного типа [39]. Другие исследователи считают, что предшественником СЛО был Протоарктический океан [20]. Недостатки плейт-тектонических моделей очевидны [25], они исключительно кинематические, без историко-геологического обоснования. Все модели различаются между собой, обеспеченность фактическим материалом и валидность палеомагнитных определений не приводятся, т. е. такие реконструкции нельзя подтвердить или опровергнуть. Анализированных образцов для таких глобальных заключений совершенно недостаточно, для глубоководной части СЛО их просто нет.

Вопросы возникают и к многочисленным геодинамическим и геолого-геодинамическим концепциям, основанным на предположениях о природе глубинных процессов [3; 4; 23; 24; 26; 27; 38]. Многообразие концепций по моделированию истории формирования Арктического бассейна, особенно кинематических и геодинамических, обусловлено их умозрительным характером, с минимумом фактов и даже их полным отсутствием. По последним данным, современная океаническая кора представлена древними, преимущественно докембрийскими, меланжированными и метаморфизованными ультрабазитами и молодыми позднемезозойскими и кайнозойскими базальтами. Разброс цифр абсолютного возраста в Срединном Атлантическом хребте отличается на миллиарды лет [35; 40]. Природа протолита океанической коры остается неопределенной. Поэтому находки офиолитов в Арктике [20; 36] не могут служить однозначным признаком существования крупного океанического бассейна на месте СЛО в прошлом. Есть мнение [6], что океаническая кора отличается от офиолитов континентов.

В настоящем моменте доминируют представления о трехэтапном погружении бассейна до океанических глубин [46; 59]. На первом этапе, начиная с верхней юры, происходит погружение Канадской котловины, вызванное ротационным вращением Аляскинско-Чукотской микроплиты [51]. Далее на протяжении верхнего мела формируется котловина Макарова, трактуемая как «пул-апарт бассейн». И, наконец, на рубеже палеоцен-эоцена в связи с расколом континентальной коры Баренцево-Карского шельфа возникает океанический Евразийский бассейн, и происходит внедрение магматического материала на хр. Гаккеля и начинается спрединг. Однако последние геологические реконструкции формирования СЛО, основанные, в первую очередь, на сейсмостратиграфическом расчленении разреза осадочного чехла, корреляции сейсмокомплексов по латерали и привязке отражающих горизонтов и сейсмокомплексов к скважинам и обнажениям, приводят к выводу, что опускания по всему Арктическому бассейну до батинальных и абиссальных глубин произошли одновременно в результате вертикальных дифференцированных движений, в олигоцене [31; 32] или в среднем миоцене [12; 13].

В предлагаемой работе суммируются результаты предшествующих исследований авторов [1; 12; 13; 37; 62–65; 70], выполненных по отдельным структурам Евразийского и Американо-Тихоокеанского бассейнов, подтвержденные геологической информацией, в том числе результатами драгирования, бурения и наземных геологических наблюдений. Геологические данные должны лишь ограничивать геофизические модели. Для такой закрытой и труднодоступной территории, как Арктический бассейн, это – единственный путь решения поставленных задач. Общая концепция развития СЛО не должна противоречить сейсмическим и геологическим данным.

Фактические данные и методика их интерпретации. Поскольку в СЛО вещественный состав толщ практически неизвестен, основным источником информации – сейсмофациальный анализ. Только он может показать фациальную обстановку осадконакопления. Восстановление истории формирования Арктического бассейна и СЛО базируется на расчленении разрезов каркаса взаимовязанных сейсмических профилей МОВ ОГТ, выделении отражающих горизонтов (ОГ) и квази-синхронных сейсмокомплексов (КССК) как на шельфе, так и в глубоководной области преимущественно прироссийской части СЛО. На шельфах сейсмические разрезы в основном получены с длинами приемного устройства около 8 км. В глубоководной части Арктического бассейна только

небольшая часть профилей получена с длиной косы 4,5–8,0 км, остальные профили – с косой 0,6 км. Сейсмическое профилирование выполнялось различными организациями, главным образом МАГЭ (Мурманск), ДМНГ (Южно-Сахалинск), Севморгео, ГНИНГИ (Санкт-Петербург), все профили прошли стандартный современный граф. обработки. Для возрастной идентификации ОГ и КССК использовались результаты глубоководного бурения в приполюсной части хр. Ломоносова (скв. АСЕХ-302) [55], данные из глубоких скважин, пробуренных на Аляскинском шельфе в Чукотском море [43], и геологические наблюдения на арктических островах и материке. Большое количество региональных сейсмических профилей позволило построить серию структурных карт и карт мощностей, а также сейсмофациальных профилей. Для сейсмофациального анализа выбраны профили (рис. 1), пересекающие основные морфоструктуры в регионе, отчетливо фиксирующие косослоистые фации в разных частях разреза (от мела до неогена) и позволяющие увязать их между собой в плане. Построена серия палеотектонических, литогеохимических и палеогеографических карт.

Для построения сейсмофациальных карт были использованы карты мощностей по соответствующим сейсмокомплексам, все имеющиеся данные волнового поля (динамические характеристики) и пластовые скорости ($V_{пл}$) этих комплексов. В первую очередь, анализировались динамиче-

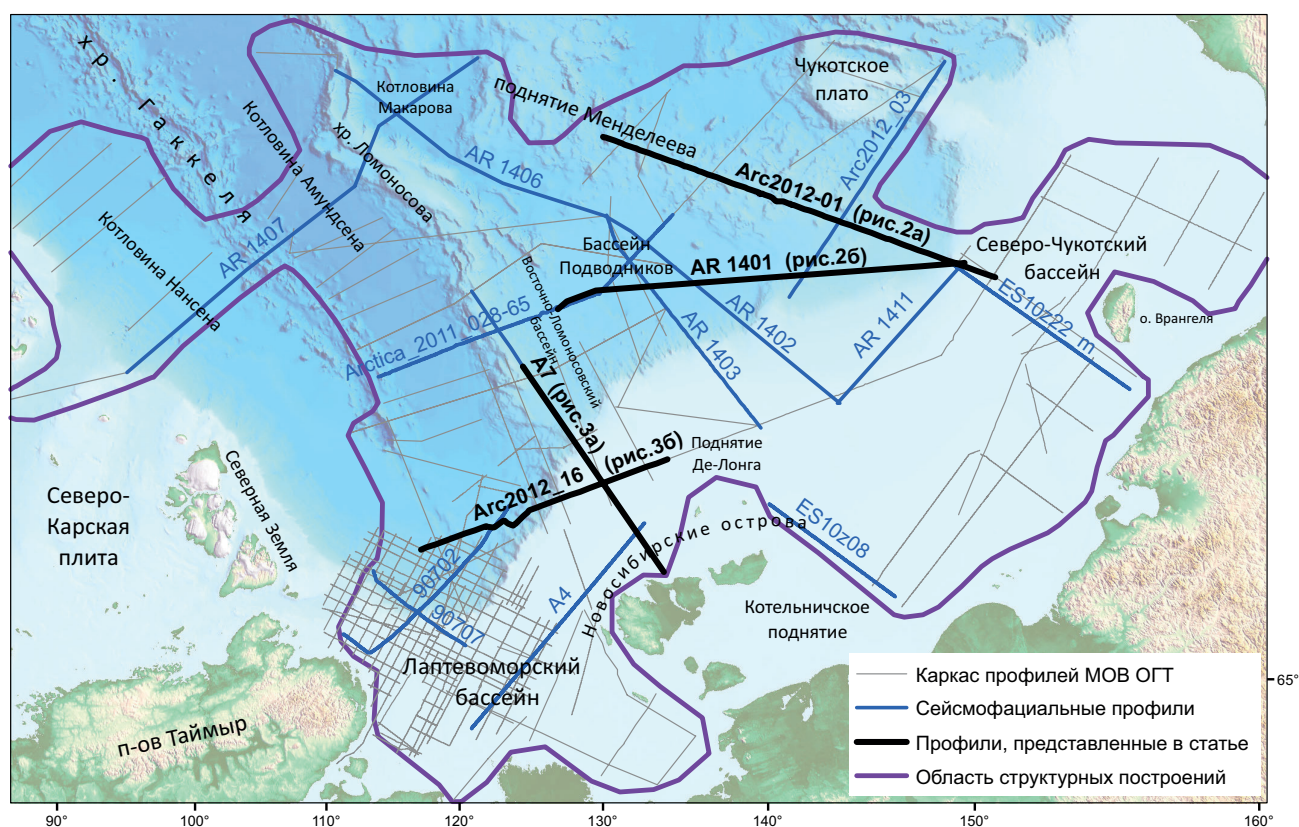


Рис. 1. Схема расположения сейсмофациальных профилей

ские и кинематические характеристики комплекса, которые позволяют прогнозировать условия осадконакопления. Данные потенциальных полей учитывались только в той мере, в какой они не противоречат новой сейсмической информации по строению чехла бассейна. Давно доказано, что разрешающая способность сейсмометрии позволяет с максимальной детальностью выделять и картировать трехмерные тела произвольной конфигурации в недрах, и на один-два порядка и более превышает таковую у всех остальных методов геофизики [21].

Участки с прерывистыми неинтенсивными осями синфазности и $V_{пл}$, характерными для терригенных пород, прогнозируются как сейсмофации мелкого моря и прибрежных равнин; с более интенсивными протяженными ОГ при тех же $V_{пл}$ — как сейсмофации нерасчлененного шельфа; с еще более интенсивными протяженными ОГ и несколько большими $V_{пл}$ — как сейсмофации глубокого шельфа (с глубинами 0–200 м); с первично наклонными клиноформными и ломаными ОГ — сейсмофации склона и т. д. Все эти особенности прогнозирования осадочного разреза подробно описаны в литературе [22; 34], подходы к корреляции ОГ Арктического бассейна и их стратиграфической идентификации эволюционно изложены нами ранее [1]. Применяя приемы сейсмостратиграфии, по отражающим горизонтам и волновым полям сейсмокомплексов удается выявить не только структуру осадочного чехла, но и прогнозировать распределение сейсмофаций в разрезе и проследивать их по латерали на большие расстояния.

Далее анализировались и ранжировались границы распространения комплексов и их характеристики: отсутствие сейсмических материалов, граница осадки/складчатость, эрозионный срез, прилегание/налегание, сброс/взброс и т. п. Обозначение сейсмофациальных зон, ранжирование их границ и разломов отражено в условных обозначениях.

Сейсмофациальные карты и анализ мощностей основных сейсмостратиграфических комплексов осадочного чехла СЛО. Комплект сейсмофациальных карт, отражающих эволюцию осадочного чехла СЛО, а, значит, историю его формирования, построен для основных сейсмостратиграфических подразделений брукского комплекса, отвечающих следующим этапам формирования осадочных бассейнов — доаптскому (ОГ LCU–BU), апт-альбскому (ОГ BU–K2), поздне меловому (K2–pCU), палеоценовому (ОГ pCU–EoU), эоценовому (ОГ EoU–UB), олигоцен-среднемиоценовому (ОГ UB–RU) и среднемиоцен-четвертичному (ОГ RU–дно). Брукский мезозойско-кайнозойский комплекс выполнен исключительно терригенными породами. Особенное внимание было уделено тем профилям, на которых без нарушений отображается классическая смена обстановок: мелкий и глубокий шельф, склон, глубоководье. Такие цепочки смены сейсмофаций

превосходно отмечаются на композитных профилях Arc 12-01_Es10z22m, AR 14-01_Es10z22m в Амеразийском бассейне (рис. 2) и A7, Arc 12-16 в Евразийском бассейне (рис. 3). На профилях Arc 12-01_Es10z22m, AR 14-01_Es10z22m в Амеразийском бассейне отмечаются классические шельфовые косослоистые фации в апт-альбских и верхнемеловых отложениях, проградация которых на северо-западе и севере доходит до седловины Кучерова и поднятия Менделеева, далее они сменяются склоновыми фациями и фациями слабо (с глубинами до 1 км) и умеренно (глубиной до 1,5 км) погруженных котловин. То есть относительно современного склона смещается на север на 220 км, на северо-запад на 600 км. Затем в палеоцене–эоцене наступает этап стабилизации с шельфовыми глубинами до 200 м и выше. В олигоцене–нижнем миоцене склоновые фации смещаются относительно современного склона на юг на 100 км и на юго-восток на 60 км. Со среднего миоцена склоновые фации проградационно занимают современное положение и переходят к северу и северо-западу в фации глубоко погруженных котловин с глубинами выше 1,5 км и до современных глубин. В Евразийском бассейне в меловых отложениях проградационных фаций не наблюдается (рис. 3). Впервые проградационные фации фиксируются здесь в олигоцене–нижнем миоцене, причем они примерно совпадают с современными склоновыми фациями, только опускание в этом КССК происходит до значительно меньших глубин, чем в перекрывающем его комплексе.

Наиболее ранние горизонты недеформированного осадочного чехла сохранились в области развития позднекаледонского (франклинского) складчатого фундамента, формируя элсмирский комплекс каменноугольно-юрского возраста [11]. Судя по геологии предгорья хр. Брукса и глубоким скважинам Аляскинского шельфа, верхнепермские толщи (ОГ PU — акустический фундамент) имеют морской генезис и представлены терригенно-карбонатной толщей (аналог формации Лисбурн) с известняками, алевролитами и пачками кремней. Выше лежащие преапатские сейсмокомплексы имеют терригенный состав. Они формировались в пределах морского бассейна типа эпиконтинентального шельфа. Сейсмокомплексы ОГ PU–JU, JU–LCU на больших отрезках профилей имеют стабильную, схожую друг с другом, постепенно меняющуюся волновую картину, что, несомненно, свидетельствует о единстве бассейна, в котором они формировались, и о близких фациальных характеристиках. По динамическим характеристикам это фации нерасчлененного и глубокого шельфа. На востоке и западе распространения раннебрукского готерив-барремского комплекса (ОГ LCU–BU) выделяются зоны глубокого шельфа, а по центру и на поднятии Де-Лонга — нерасчлененный шельф с глубинами не более 200 м (рис. 4).

Реконструкция ареала осадочных бассейнов до позднекимммерийских (преапатских) событий

показала, что в это время существовало три главных бассейна осадконакопления на франклинском складчатом основании – Северо-Чукотский, Жохова и Подводников. Бассейны Северо-Чукотский и Жохова представляли собой практически единую отрицательную структуру с двумя эпицентрами осадконакопления. Бассейны Подводников и Северо-Чукотский соединялись через седловину Кучерова. Общая мощность преаптских отложений на франклинском складчатом основании: до 7,2 км для Северо-Чукотского бассейна, до 6,8 км для бассейна Жохова и до 4,4 км для бассейна Подводников. Северо-Чукотский бассейн распространялся до Чукотского поднятия, где мощность накопленных толщ в различных грабенах и горстах сильно варьируется от 2,0 до 5,6 км. Остальные осадочные бассейны значительно менее выразительны как по размерам, так и по объему накопленных осадков. Судя по срезанию изопахит, современными границами распространения этой толщи, ее ретроспективная площадь была шире и в результате последующей складчатости она вошла в состав позднекиммерийского фундамента.

Площадь распространения апт-альбского КССК (ОГ ВU–K2) значительно увеличивается (рис. 5). Кроме трех эпиэлсмирских бассейнов, появляются Восточно-Ломоносовский, Восточно-Сибироморский и Южно-Чукотский бассейны. Апт-альбский комплекс накапливается в отдельных впадинах Евразийского бассейна, в котловине Макарова и на современном склоне Лаптевоморского бассейна, захватывая Новосибирский прогиб, образованный на продолжении Восточно-Ломоносовского бассейна. На шельфе северо-востока также возникает серия мелких грабенов и небольших бассейнов. Наибольший объем комплекса отмечен в Северо-Чукотском бассейне (до 5,2 км), который практически распространяется в бассейн Жохова и седловину Кучерова и далее в бассейн Подводников и седловину Толля, где постепенно выклинивается до 0,2 км. Это фактически единый трехлучевой бассейн с эпицентром в Северо-Чукотском бассейне. В узком Восточно-Ломоносовском бассейне и в Новосибирском прогибе мощность комплекса достигает 2,4–3,0 км. В Южно-Чукотском бассейне, разбитым разломами на грабены, мощности варьируются от 0,4 до 2,0 км. В Восточно-Сибироморском бассейне мощность апт-альбских отложений не превышает 1,6 км. В котловинах Нансена, Амундсена и Макарова мощность комплекса достигает 1 км, формируя ряд вытянутых и изометричных впадин. Апт-альбские отложения мощностью 0,4–0,8 км зафиксированы в узком центральном грабене на хр. Ломоносова. На Лаптевоморском склоне мощность комплекса достигает 1,8 км. На Чукотском плато, в прогибе Чарли и бассейне Толля мощности небольшие: 0,4–0,5 км. Помимо зон глубокого и нерасчлененного шельфов, выделяются зоны с разнообразными сейсмофациями: 1 – мелкого шельфа и нерасчлененных равнин, 2 – с первично наклонными

клиноформными и оползневыми сейсмофациями склона и 3 – с протяженными интенсивными сейсмофациями умеренно погруженных впадин и котловин. Участки, где сейсмофации перекрываются, находясь на разных уровнях разреза (переходные области), закрашены полосами в цветовой гамме этих сейсмофаций. Например, на профилях ES10z22m, AR 1401, AR 1411 сейсмофации склона продвигаются в северо-западном и северном направлениях, заполняясь сверху фациями нерасчлененного шельфа.

В верхнемеловое время (ОГ K2–pCU) окончательно формируются меловые осадочные бассейны, захватывая практически всю исследованную площадь (рис. 6). Наибольший объем верхнего мела накопился в Лаптевоморском бассейне – до 3,0 км. Судя по характеру изопахит, бассейн в это время представлял собой узкий прогиб с отдельными эпицентрами осадконакопления, открытый в котловину Нансена и впоследствии разбитый разломами на более мелкие грабенообразные структуры. Другими объектами мощного осадконакопления остаются бассейны Северо-Чукотский и Жохова, а также седловина Кучерова. Здесь в отдельных эпицентрах сформировалась толща мощностью до 2,4 км. Судя по изопахитам комплекса, бассейны Жохова и Северо-Чукотский вместе с шельфовыми Восточно-Сибироморским бассейном и Пегтымельским прогибом составляли единое целое. Их отделение по региональному разлому, конформному береговой линии, произошло явно позже. Мощность комплекса в Восточно-Ломоносовском бассейне и Новосибирском прогибе – до 2,2–2,4 км. Здесь изопахиты образуют изометричные впадины, разделенные участками с меньшей мощностью отложений. На хр. Ломоносова в отдельных грабенах накопилось до 2,0 км верхнемеловых толщ. В котловинах Нансена, Амундсена и Макарова мощности не превышают 0,8–1,0 км. Примечательно, что в этих котловинах эпицентры осадконакопления также образуют отдельные изометричные впадины. При этом изопахиты нередко ортогональны хр. Гаккеля, что свидетельствует в пользу его совсем молодого возраста.

Современные шельфовые моря – Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское – в верхнем мелу выполнены исключительно сейсмофациями неглубокого шельфа, которые к югу сменяются фациями прибрежной равнины. На севере мелководный шельф через крутой склон переходит в умеренно погруженные впадины бассейна Подводников, седловины Толля и Чукотского плато. Эти впадины разделяет слабопогруженная впадина поднятия Менделеева и его склонов. Границу умеренно и слабопогруженных впадин трассируют разломы. Мощность верхнемеловых осадков определяется прежде всего расстоянием от преобладающих областей сноса и градиентом высот. Основное направление сноса материала – с юга на север, с суши к умеренно и слабопогруженным впадинам. Неглубокий шельф также доминирует на хр. Ломоносова, здесь нет верхнемеловых

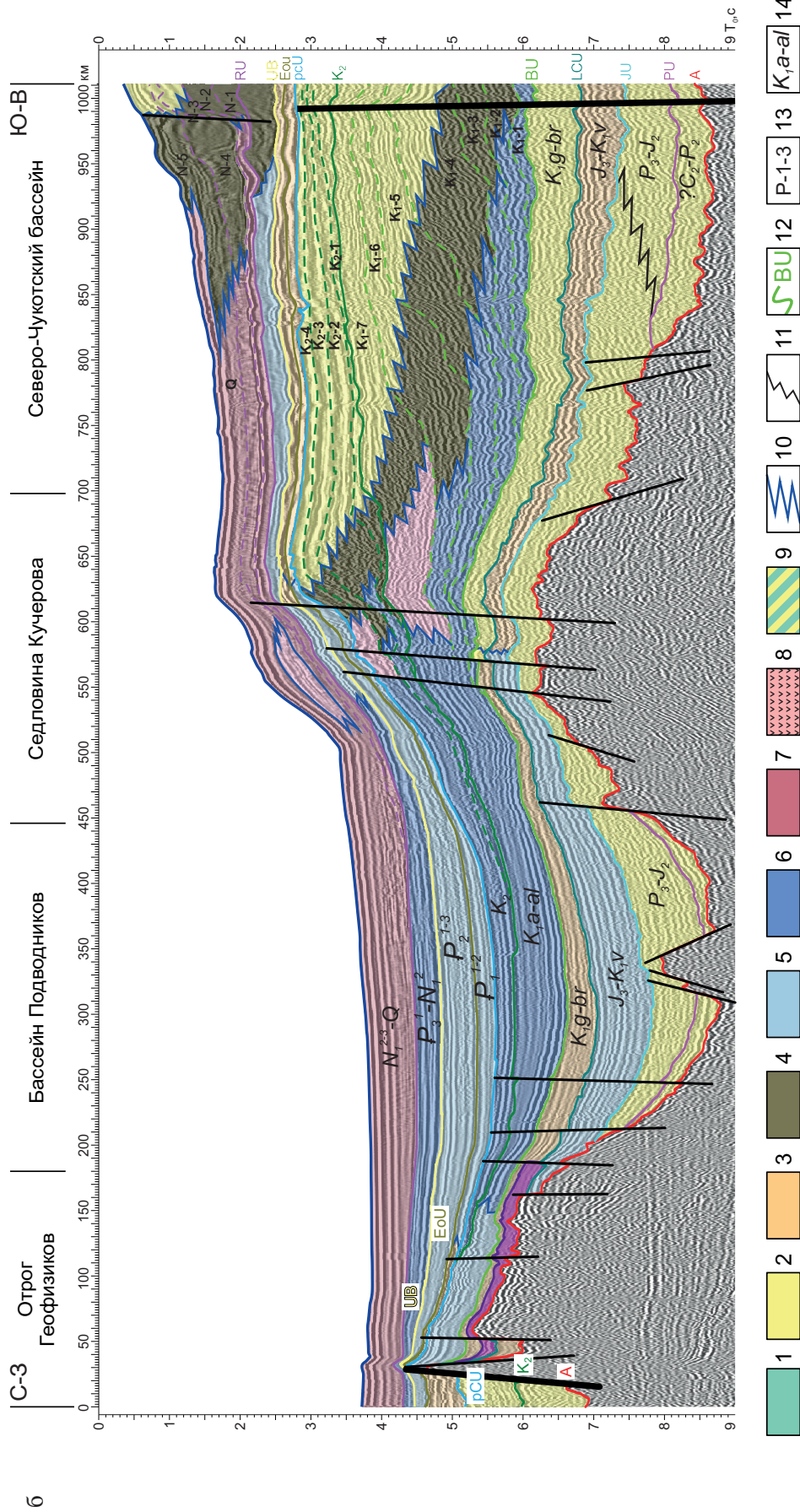
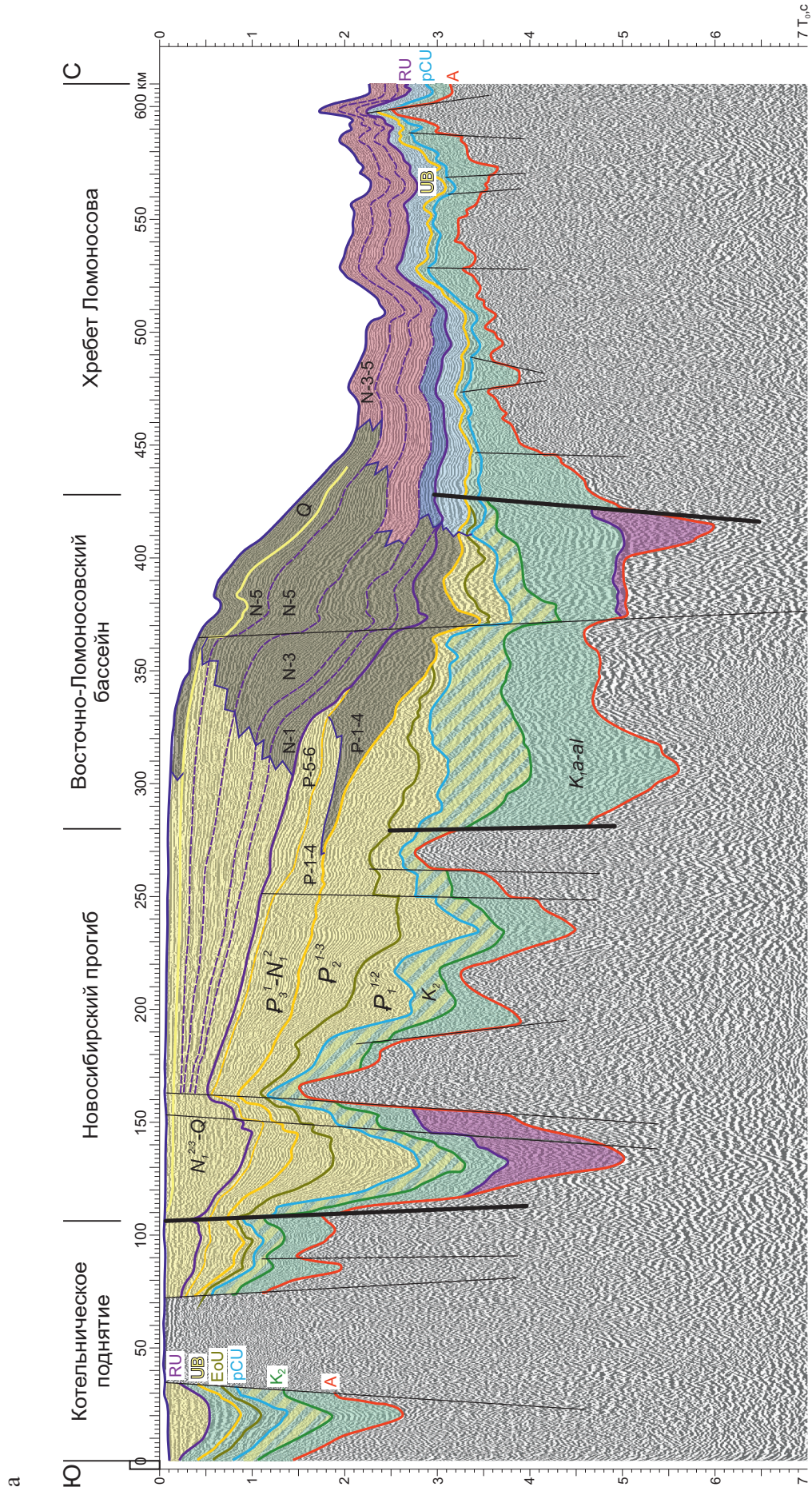


Рис. 2. Сейсмofациальные профили: а – Arc2012-01, б – AR 1401

Условные обозначения к сейсмofациальным профилям (рис. 2-3). 1-9 – сейсмofациальные обстановки; 10 – мелкое море, прибрежные равнины; 11 – шельф нерасчлененный (0-200 м); 12 – шельф глубокий (> 200 м); 13 – впадины и котловины; 14 – умеренно погруженные и их крайние части; 15 – слабопогруженные и их крайние части; 16 – шельф погруженный (> 1500 м); 17 – гла-боководные (> 1500 м); 18 – вулканические образования, межпластовые интрузивные тела; 19 – области, переходные от прибрежного мелководья к шельфу; 20 – границы между сейсмofациями, 21 – фациальные переходы внутри сейсмofаций, 22 – опорные сейсмofациальные горизонты и их индексы; 23 – индексы клиноформных комплексов; 24 – индексы возраста сейсмofациальных комплексов



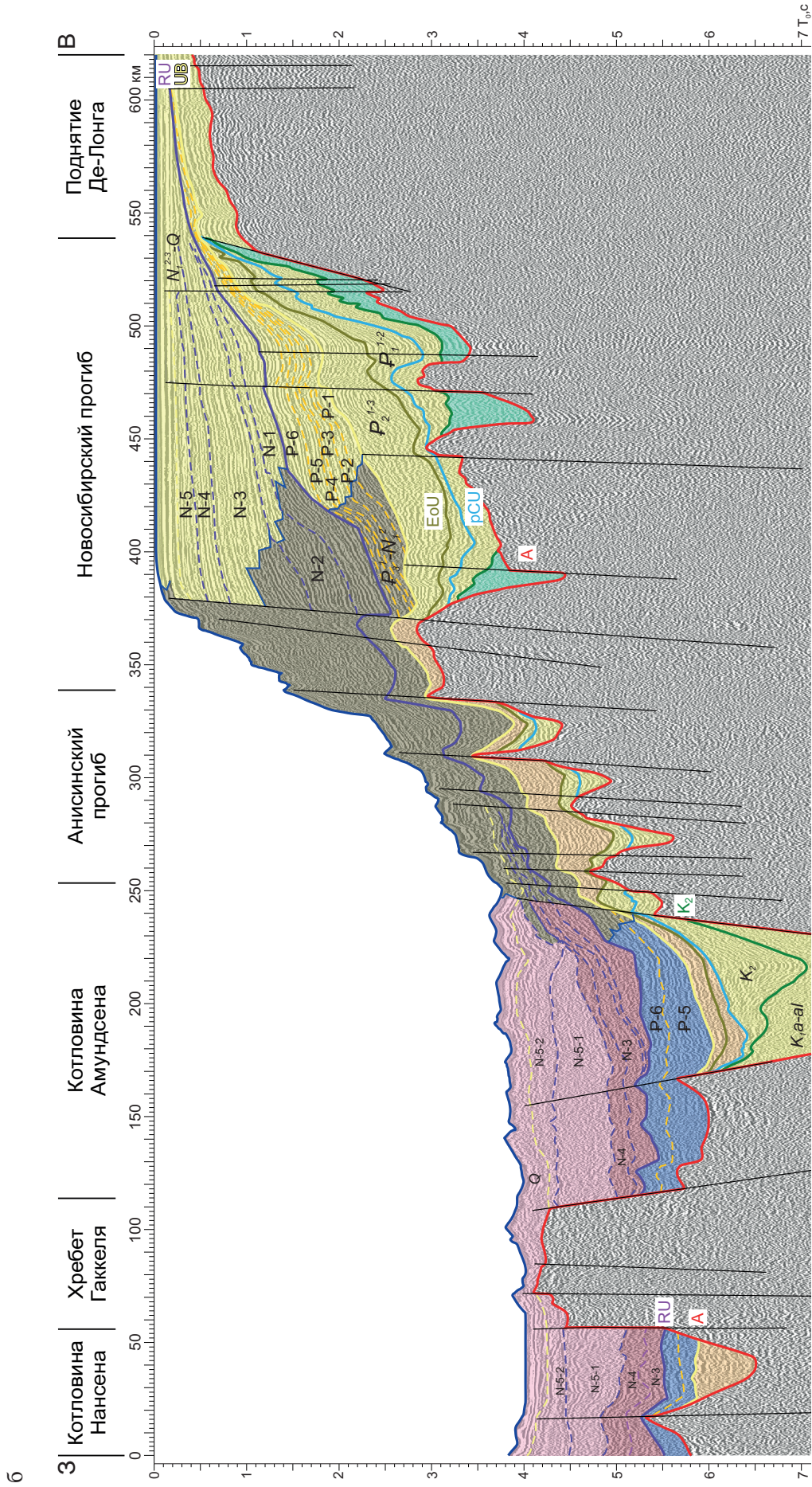


Рис. 3. Сейсмofациальные профили: а - А7 (фрагмент), б - Агс2012-16 (фрагмент).
Условные обозначения к сейсмofациальным профилям - см. рис. 2

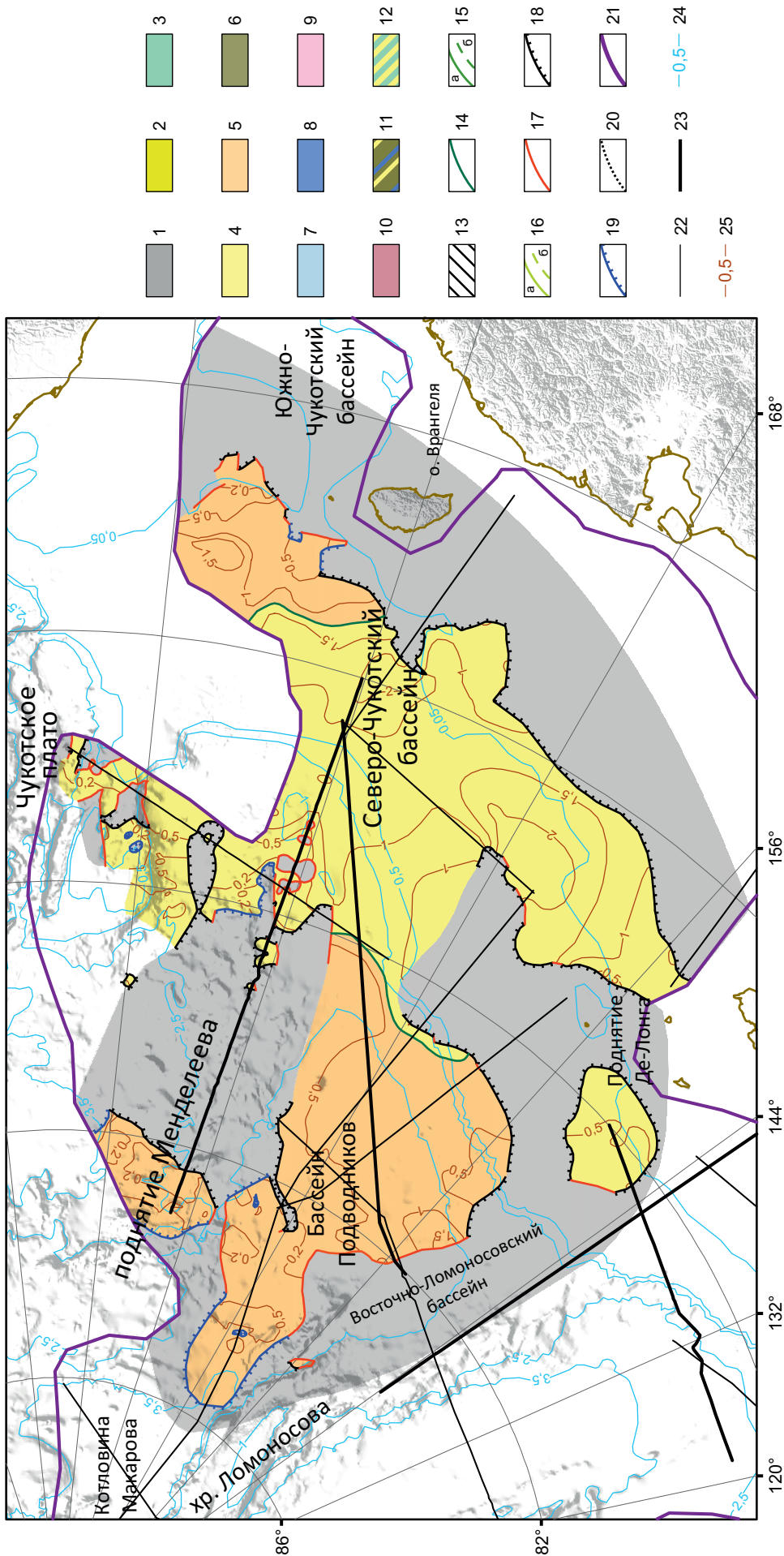


Рис. 4. Сейсмofациальная карта нижнемиоценового готерив-барремского КССК (ОГ LCU-VU)

Условные обозначения к сейсмofациальным картам (рис. 4–10). 1 – область отсутствия отложений; 2–11 – сейсмofациальные обстановки: 2 – область транзита и аккумуляции континентальных осадков на шельфе; 3 – мелкое море, прибрежные равнины; 4 – шельф нерасчлененный (0–200 м); 5 – шельф глубокий (> 200 м); 6 – склон; 7–10 – впадины и котловины: 7 – слабопогруженные и их крайние части, 8 – умеренно погруженные (до 1500 м), 9 – подводные конуса выноса, 10 – глубоководные (> 1500 м); 11 – области перекрытия разновозрастных комплексов; 12 – области, переходные от прибрежного мелководья к шельфу; 13 – область распространения свода хр. Таккеля в среднемиоценово-четвертичное время; 14–20 – границы сейсмofациальных комплексов: 14 – фациальные; 15 – присклоновые фаций в начале формирования КССК; а – склон/глубоководье, б – шельф/склон; 16 – присклоновые; 16 – склон/глубоководье, б – шельф/склон; 17 – дизъюнктивные; 18 – переход в зону складчатости; 19 – эрозонные; 20 – выклинивания отложений; 21 – область сейсмических профилей; 22 – сейсмofациальные данные; 23 – профили, представленные в статье; 24 – изобаты, км; 25 – изопихиты КССК, км

осадков лишь в апикальной, наиболее приподнятой южной части хребта. Котловины Амундсена и Макарова заполнены сейсмофациями глубокого шельфа, которые частично появляются также в наиболее погруженной части котловины Нансена. Рифтогенный асимметричный характер Евразийского бассейна проявлен в это время еще более отчетливо. Хр. Гаккеля в это время еще не было, на его месте в мелу существовал единый рифтогенный бассейн с более глубоким шельфом в современной котловине Амундсена и с преимущественно неглубоким шельфом в котловине Нансена.

После общего выравнивания рельефа (пенепленизации) на рубеже мела–кайнозоя в палеоцене (ОГ рСУ–ЕоU) начинает формироваться будущая впадина СЛО (рис. 7). В наибольших объемах палеоценовые осадки накопились в изометричных впадинах Северо-Чукотского бассейна – до 1,5 км, на севере Восточно-Чукотского поднятия – до 1,4 км, в Лаптевоморском бассейне – до 1,5–2,0 км и в небольшом грабене Новосибирского прогиба – до 1,4 км. До 1,0–1,1 км палеоцена зафиксировано в Восточно-Ломоносовском и Восточно-Сибироморском бассейнах. В Пегтымельском прогибе мощности палеоценового комплекса достигают 800 м, а в котловинах Евразийского бассейна – до 600–800 м, при этом площадь распространения комплекса увеличивается, доходя до флангов современного хр. Гаккеля. Такие же мощности в бассейне Подводников. В котловине Макарова накопилось до 600 м осадков комплекса, при этом это явно фрагмент более крупного бассейна, а точнее наиболее погруженная часть которого располагалась к северу от современных границ котловины. На остальных морфоструктурах мощность палеоцена не превышает нескольких сотен метров.

Неглубокий шельф (до 200 м) занимал исключительно современный шельф, сменяя распространённые к югу прибрежные равнины и мелководье, а также примыкающую к Баренцево-Карской окраине часть котловины Нансена. К северу неглубокий шельф сменяется глубоким шельфом, который занимает часть Северо-Чукотского бассейна, седловину Кучерова, 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 впадину, располагавшуюся на месте современных поднятия Менделеева, бассейнов Фронт-Порч и Подводников, котловин Макарова и Амундсена. На юге Чукотского плато продолжает существовать небольшая умеренно погруженная впадина, сохранившаяся с позднего мела. Характерной особенностью этого этапа развития бассейна является отсутствие выраженного склона (клиноформных сейсмофаций) между шельфовой и глубоководной зонами, которые отчетливо фиксируются в разрезах меловых толщ на сейсмических

профилях, пересекающих Восточно-Сибирское и Чукотское моря. Причина такого строения, вероятно, кроется в ослаблении тектонических движений в регионе на протяжении палеоцена и его обширной пенепленизации, в результате чего возникли обширные области транзита и аккумуляции осадков, в которых фиксируются лишь фрагментарные и маломощные косослоистые фации. Продолжает доминировать снос с южной суши, с позднекиммерийского орогена.

В эоцене (ОГ ЕоU–UB) фациальные обстановки меняются незначительно (рис. 8). Палеоценовая слабопогруженная впадина в эоцене несколько расширяется, захватывая котловину Нансена, поднятие Менделеева и, частично, Чукотское плато. Южная часть хр. Ломоносова погружается и впервые соединяет слабопогруженные впадины Американо-Евразийского бассейнов. Седловина Толля тоже погружается до фаций слабопогруженных впадин, соединяя бассейн Подводников и котловину Макарова. Весь современный шельф и будущий склон занимали неглубокий и глубокий шельфы, конформно огибая впадину СЛО. С юга на север происходит последовательная смена мелководных и прибрежных равнин неглубоким, а затем и глубоким шельфом. Снос по-прежнему с юга. На месте Чукотского плато сохраняется умеренно погруженная впадина. Мощности эоценовых толщ, как прежде, минимальны в слабо погруженных впадинах, преимущественно 100–300 м. Иногда в отдельных изометричных впадинах бассейна Подводников и котловин Евразийского бассейна мощности увеличиваются до 500–600 м. Главным бассейном эоценового осадконакопления становится Лаптевоморский бассейн, где в отдельных изометричных впадинах мощность комплекса достигает 3,2 км. В значительно меньшем объеме эоценовые толщи фиксируются в отдельных эпицентрах Жоховского – до 1,4 км, Северо-Чукотского – до 1,3 км и Восточно-Сибироморского – до 1,4 км бассейнов, образуя изолированные изометричные впадины.

В олигоцене–раннем миоцене (ОГ UB–RU) происходит существенное углубление Арктического бассейна, появляется отчетливый склон, отделяющий неглубокий шельф от умеренно погруженной впадины до глубины в 1,5 км (рис. 9). На юге хр. Ломоносова и Восточно-Ломоносовского бассейна, в седловине Кучерова и на севере Северо-Чукотского 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. Области максимального накопления олигоцен-раннемиоценовых осадков остаются Лаптевоморский бассейн (преимущественно его северная Евразийская часть) и Северо-Чукотский прогиб. В Лаптевоморском бассейне мощность в отдельных присклоновых впадинах доходит до 2,6 км. Многочисленные разломы, трактуемые

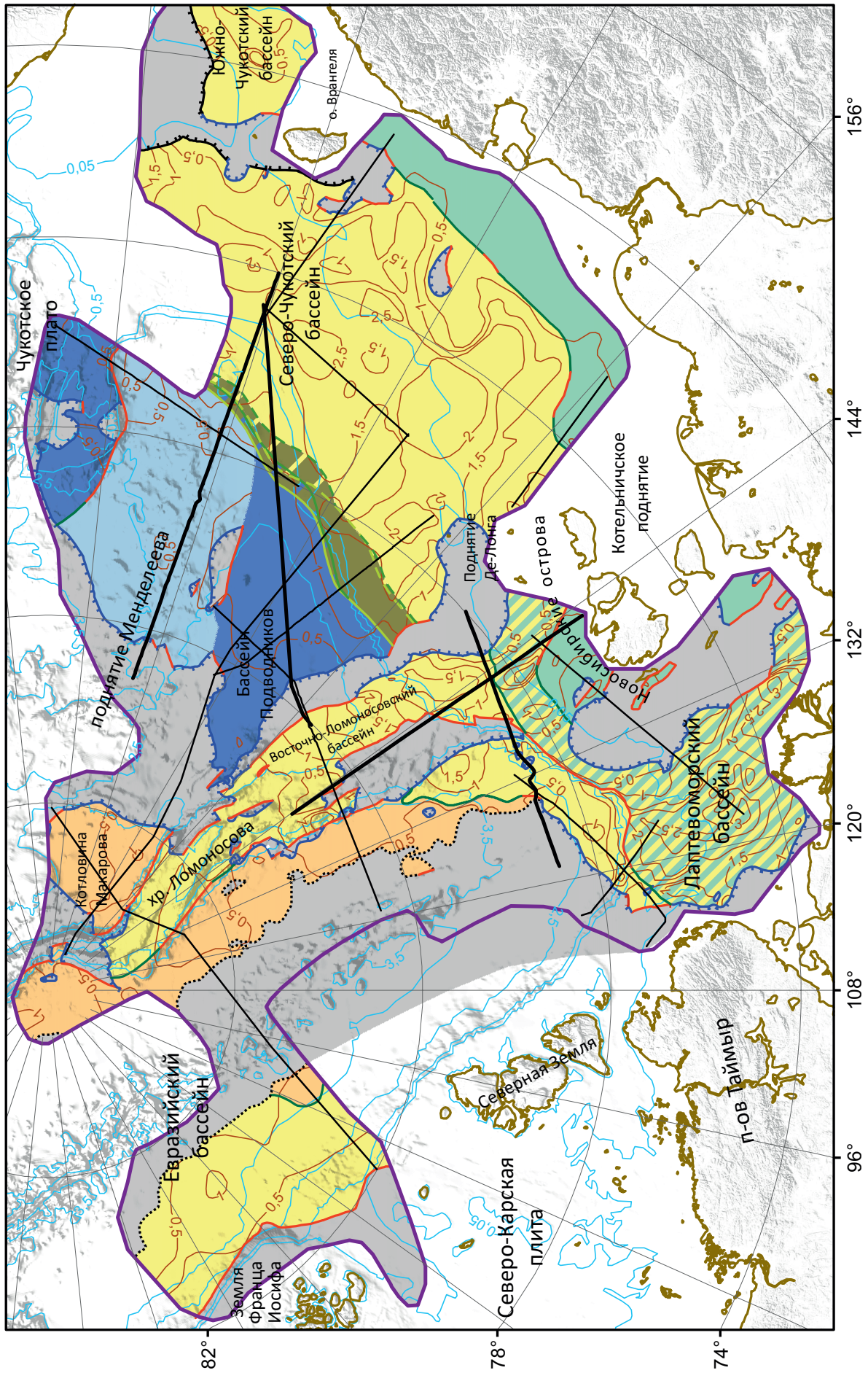


Рис. 6. Сейсмофациальная карта верхнемелового КССК (ОГ К2-рСУ)
 Условные обозначения к сейсмофациальным профилям – см. рис. 4

как свидетельства рифтов, — явно более поздние, наложенные на изометричные пликативные структуры. На Лаптевоморском шельфе наблюдается тенденция к его воздыманию, размыву и перемещению материала в Евразийский бассейн. В Северо-Чукотском прогибе эпицентры осадконакопления формируют две изометричные впадины с максимальными мощностями комплекса в 1,5–1,6 км. Большие мощности олигоцен-среднемиоценовых толщ в грабенах Восточно-Лаптевского поднятия и в Анисинском прогибе (до 1,1 км). Котловины Евразийского бассейна значительно расширяются, подступая вплотную к хр. Гаккеля. Мощность комплекса в отдельных впадинах доходит до 0,7 км. Значительные вариации мощностей наблюдаются на хр. Ломоносова — от полного отсутствия комплекса до 600 м в грабенах. В целом намечается тенденция формирования континентального склона — наибольшие мощности комплекса тяготеют к нему.

Верхний комплекс (ОГ RU—дно) отложений (средний миоцен—квартер), присутствует повсеместно (рис. 10). Распределение сейсмофаций по площади практически повторяет предыдущий олигоцен-раннемиоценовый комплекс, окончательно формируется континентальный склон и происходит дальнейшее погружение глубоководной части СЛО до океанских глубин. В Евразийском бассейне в результате проградации спрединга из Северной Атлантики формируется срединный хр. Гаккеля [12]. Сейсмофации умеренно погруженных впадин сменяются глубоко погруженными. Ареал неглубокого шельфа соответствует современному, сменяясь к югу прибрежными равнинами. Переход от шельфа к глубоководью становится более резким. Умеренно погруженные фации имеют ограниченное распространение: на хр. Ломоносова и отроге Геофизиков, у подножья склона между Северо-Чукотским бассейном и седловиной Кучерова, на прилаптевоморской части Евразийского бассейна и в южной части котловины Нансена. Вариации мощностей верхнего комплекса на большей площади карты незначительны, от 0,2 до 0,8 км, причем преобладают значения 0,2–0,4 км, которые слабо зависят от знака современных морфоструктур. Так, мощности комплекса на хр. Ломоносова, в котловине Макарова и в котловинах Евразийского бассейна соизмеримы. В то же время, мощность отложений среднего миоцена — квартера резко возрастает — до 1,5–2,6 км в конусах выноса, трассирующих современный континентальный склон. По-прежнему значительны мощности комплекса на Лаптевоморском шельфе, главным образом в его западной части, и в Северо-Чукотском бассейне. Здесь мощности достигают 1,4–1,7 км и до 2 км соответственно. На восток, к Северо-Чукотскому прогибу и Чукотскому поднятию континентальный склон становится более пологим, мощность комплекса в конусах выноса и их количество уменьшаются. Судя по соотношению современных глубин океанических бассейнов СЛО и разнице относительных высот фондоформы

и ундаформы конусов выноса, углубление океана продолжается.

История формирования бассейна и океана.

Поскольку основным методом изучения акватории на сегодня являются сейсмические методы, домеловая история развития Арктического бассейна и прежде всего его глубоководной части, реконструируется плохо. Практически повсеместно это акустический фундамент. В соответствии с известной геодинамической концепцией [27], впадина СЛО с шельфами возникла на месте грандиозной замкнутой Арктической геодепрессии, сформировав в верхнем палеозое наклонную поверхность литосферы от пограничных орогенов к океаническому ложу. В то же время литологами для всех «доюрских» толщ материкового обрамления СЛО установлен снос обломочного материала с севера. Минералогический анализ триасовых терригенных пород Земли Франца Иосифа показал, что к северу от архипелага в это время должна была располагаться суша [28]. Уже для юрских терригенных толщ данных о поступлении обломочного материала с севера нет. Стратиграфический анализ показал, что до того, как образовался собственно Евразийский бассейн, он входил в состав еще более обширного юрско-раннемелового бассейна, объединяя Западную Сибирь, Баренцево и, возможно, Карское моря, а также другие арктические регионы [10]. Хотя многие считают, что юрско-раннемеловые бассейны были глубоководными со своеобразными фациями баженитов, существует аргументированная точка зрения образования баженитов в бассейнах, глубины которых не превышали 500 м [9]. Наличие участка суши значительных размеров решает проблему источников сноса с позднего палеозоя до средней юры для западной части Чукотского моря, северо-востока России, северной части Свальбарда и Свердрупского бассейна [47]. Установлен докаменноугольный снос обломочного материала в геосинклиналь Франклина (как в Северной Гренландии, так и в Канадском Арктическом архипелаге) [42; 44; 50]. До конца верхней юры снос осадочного материала в современную дельту р. Маккензи шел со стороны моря Бофорта. Этот район детально изучен многочисленными морскими скважинами и наземными работами, поэтому палеогеография района надежно реконструирована с силура и до голоцена [45; 57; 60; 66; 67; 72].

Интерпретация драгированных донно-каменных образцов на поднятиях Менделеева и Ломоносова возродила представления об эпикарельском арктическом материке Гиперборея (Арктида по [15], Крокерланд по [47]), который в современном виде сохранился в области Центрально-Арктических поднятий [18]. Сделано предположение, что Гиперборейская платформа является реликтом более обширной древней кратонизированной области, названной Восточно-Арктической палеоплатформой

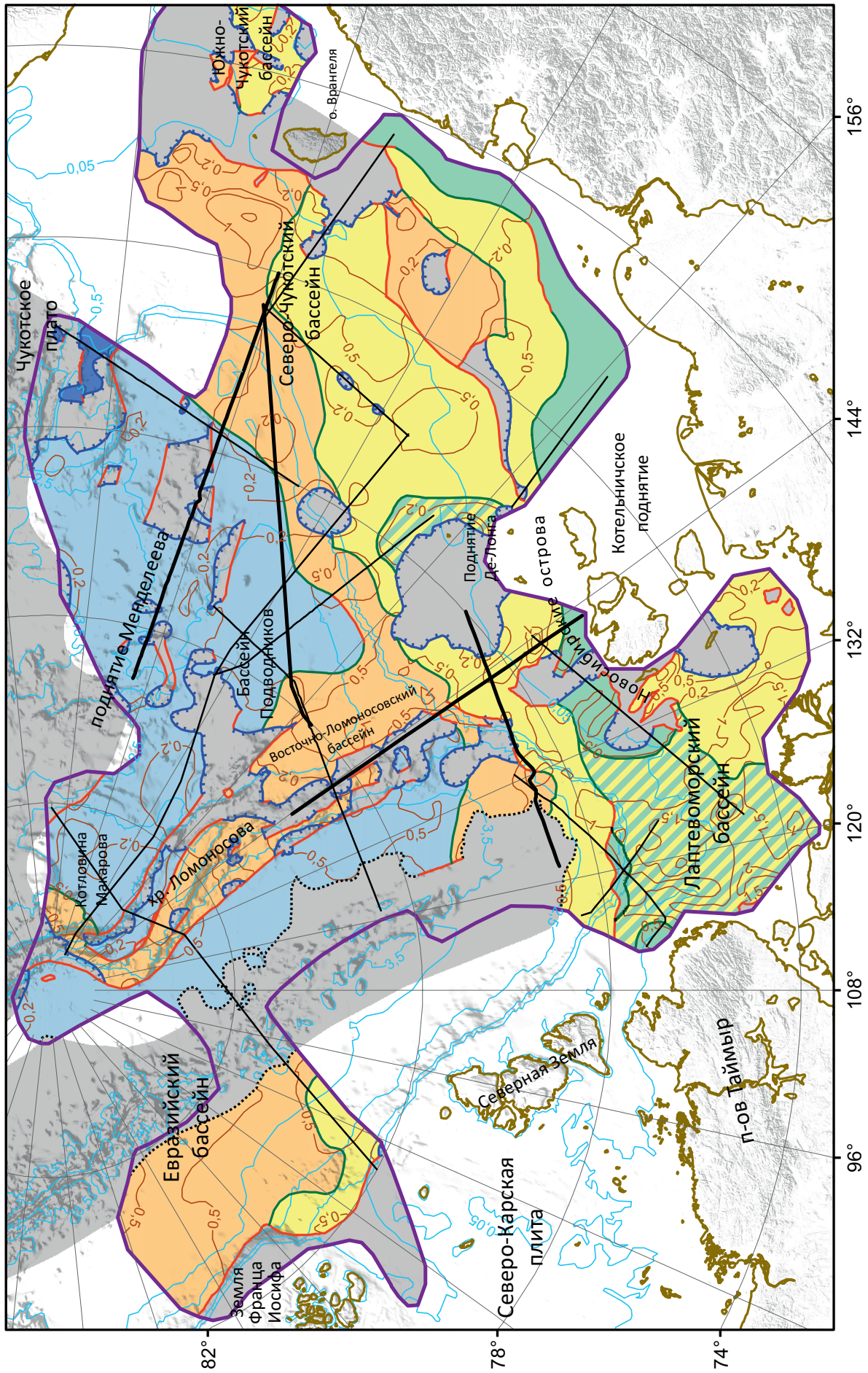


Рис. 7. Сейсмofациальная карта палеогенового КССК (OG pCU-EoU)
Условные обозначения к сейсмofациальным профилям — см. рис. 4

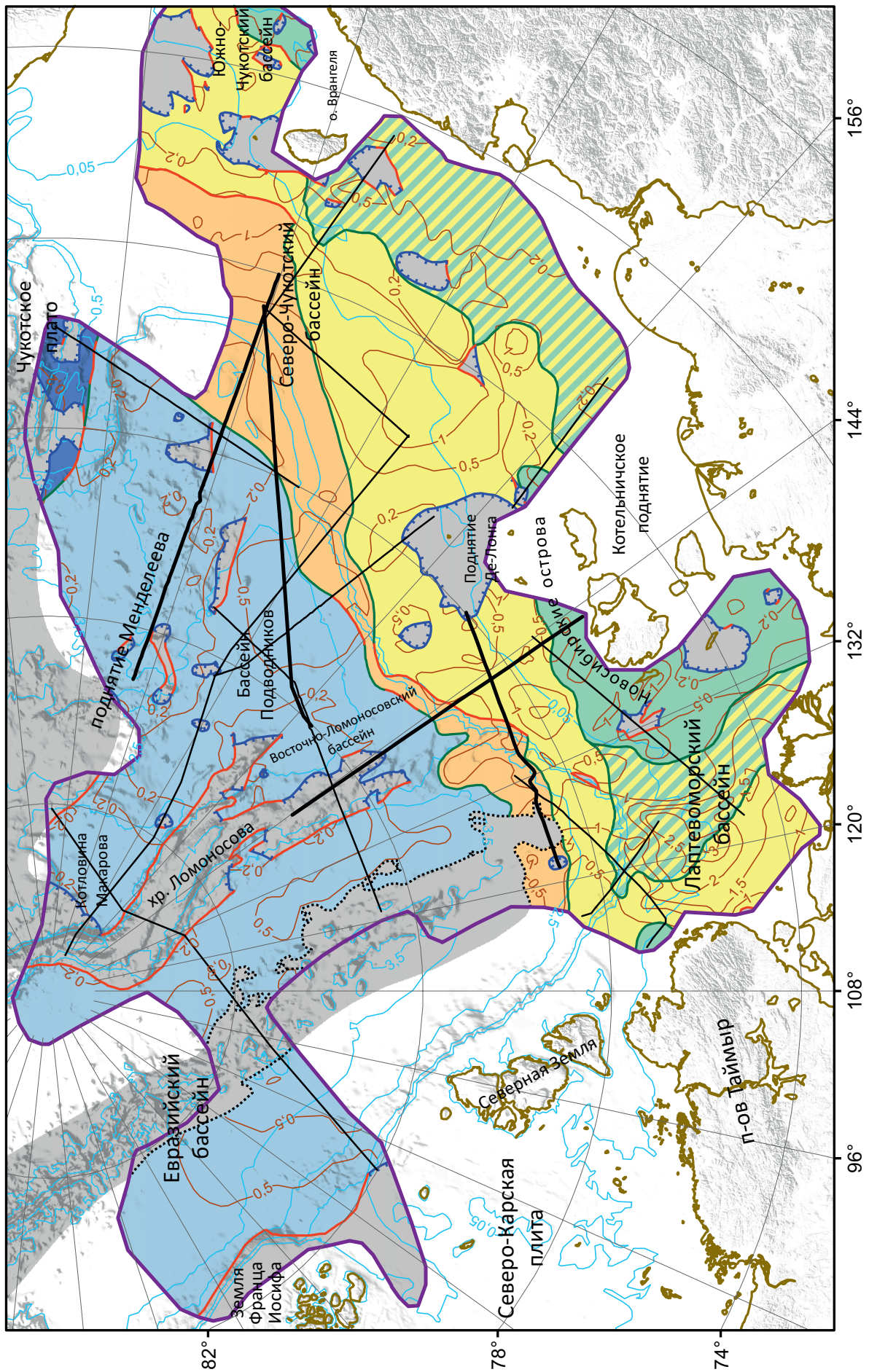


Рис. 8. Сейсмofациальная карта эоценового КССК (ОГ ЕоU-UB)
 Условные обозначения к сейсмofациальным профилям – см. рис. 4

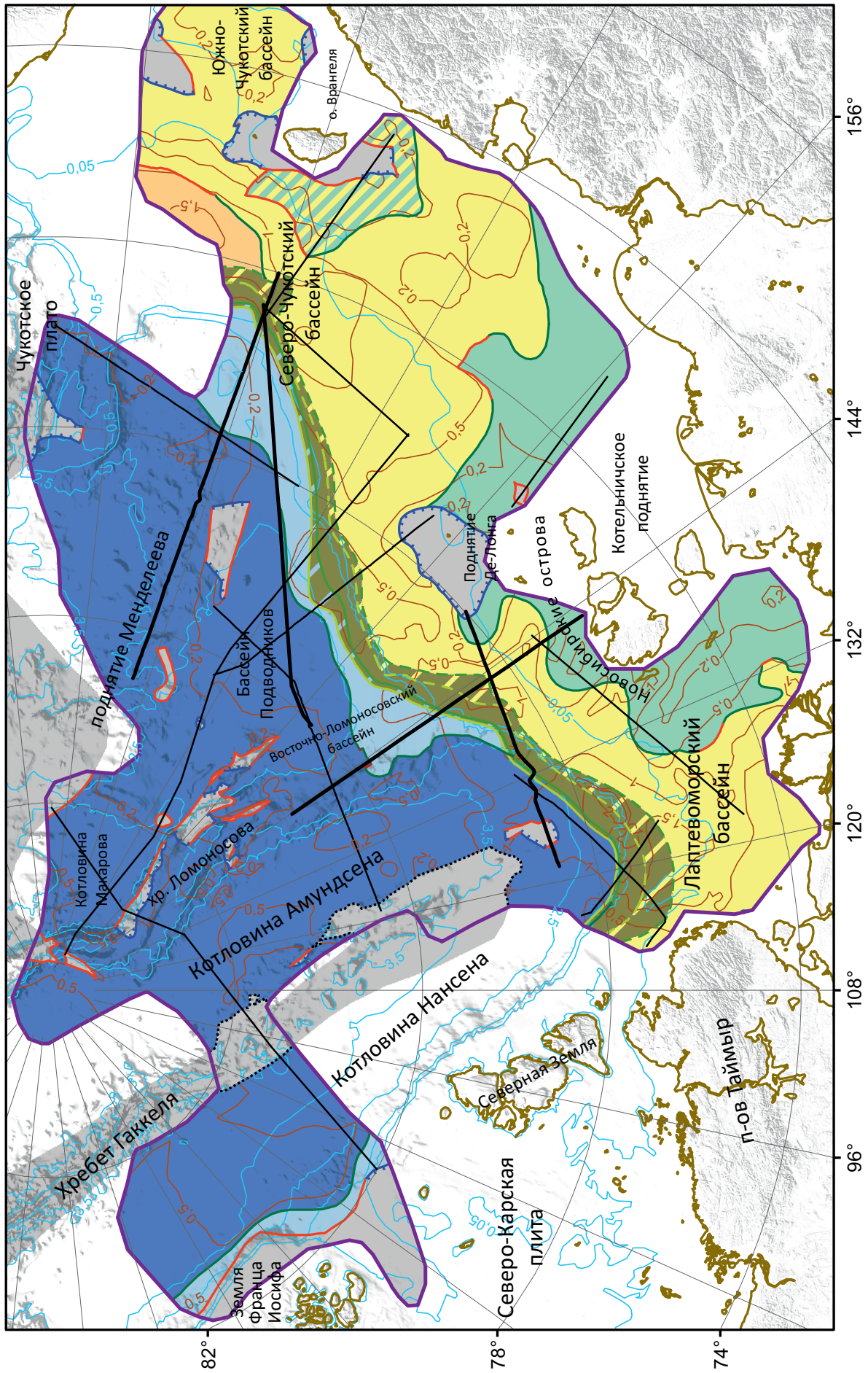
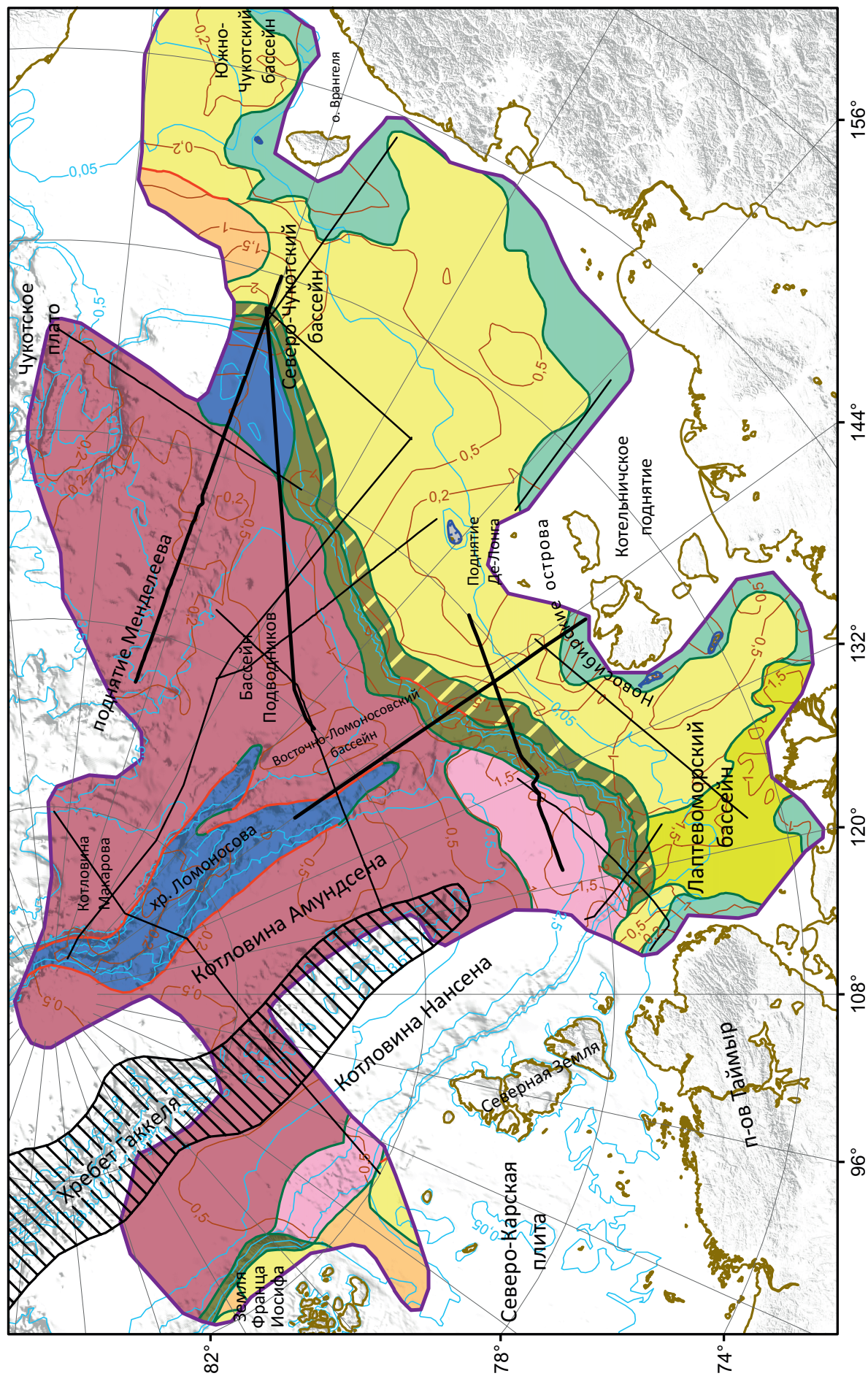


Рис. 9. Сейсмофациальная карта олигоцен-среднемиоценового КССК (ОГ UB-RU)
 Условные обозначения к сейсмофациальным профилям — см. рис. 4



[16; 17]. Вокруг палеоплатформы сформировался кольцевой Арктический складчатый пояс, разделенный раздвигом Евразийского бассейна на две части: Гренландско-Канадско-Новосибирско-Чукотскую и Таймыр-Североземельскую. В целом тектоническая структура Арктики в позднем палеозое представляла собой ансамбль древних платформ, окаймленных складчатыми образованиями. Судя по результатам драгирования на поднятии Менделеева и определенных фауны, в пределах платформенной области в раннем—среднем палеозое определенно существовали неглубокие моря, хотя их очертания методами сейсморазведки реконструировать невозможно. Как, впрочем, и верхнепалеозойских — до меловых осадочных морских бассейнов, деформированных позднекиммерийской складчатостью.

Формирование относительно глубоководного осадочного бассейна в мелу в Американо-Арктической части прирусской Арктики приурочено к моменту завершения позднекиммерийской складчатости и последующему аптскому орогенезу. Прослеживается четкая временная и пространственная корреляция в появлении склоновых фаций с проградационными комплексами, разделяющими мелководные шельфовые осадки и относительно глубоководные отложения. Распределение мощностей накопленных толщ определяется исключительно близостью к разрушающемуся орогену. Начиная с кайнозоя, в формирование глубоководной впадины СЛО вовлекается Евразийский бассейн. Уже в эоцене современная впадина СЛО была единым бассейном, заполнявшимся фациями слабопогруженных впадин. Лишь осевая часть хр. Ломоносова возвышалась над морем и представляла собой область сноса.

Евразийский бассейн представляет собой постаптический рифтогенный трог северо-западной ориентировки [12]. Его плечами и источником осадочного материала были Баренцево-Северо-Карская окраина и хр. Ломоносова. Одновременно материал поступал с позднекиммерийского орогена Лаптевоморского шельфа. С момента возникновения Евразийский бассейн был асимметричен, с крутым восточным бортом и более пологим западным, котловина Амундсена до эоцена была глубже котловины Нансена. Только к эоцену фациальные условия осадконакопления в котловинах выравниваются и начинает формироваться глубоководная впадина СЛО. Хр. Гаккеля появляется на заключительной стадии формирования Евразийского бассейна в среднем миоцене как результат продвижения спрединга из Северной Атлантики в Арктику, сопровождавшимся раздвигом и глубинным магматизмом. Котловина Макарова, по-видимому, представляет собой бассейн, в геодинамическом смысле по происхождению близкий к Евразийскому. Ее границы со смежными областями сноса с момента появления — преимущественно эрозионные, мощности отложений в основном небольшие. В послепаптско-позднемеловое время она заполнялась осадками глубокого шельфа.

Лишь начиная с палеоцена и, особенно эоцена, по мере погружения седловины Толля до сейсмофаций слабопогруженных впадин котловина Макарова продолжает бассейн Подводников и вовлекается в общее погружение глубоководной впадины СЛО.

Хр. Ломоносова как морфоструктура возник на позднекиммерийском складчатом основании (во всяком случае, это так для южного сегмента хребта) и, начиная с апта, испытывал градиентные блоковые движения, конформные Евразийскому рифту и резонансные по времени возникновения обоих структур. Основной этап воздымания хребта — палеоцен—эоцен, с олигоцена хр. Ломоносова погружается до фаций умеренно глубоких впадин. Со среднего миоцена его погружение замедлилось, осевая часть хребта погружена только до батинальных глубин, тогда как граничащие с ним котловины и бассейны погружены до океанических (абиссальных) глубин. Поднятие Менделеева — определенно платформенная структура, в отличие от хр. Ломоносова, не связанная с позднекиммерийской складчатостью и орогенезом. В позднем мелу на месте современного подводного поднятия существовала слабо погруженная впадина.

Основные региональные разломы возникли, вероятно, в результате активной тектоники позднекиммерийского времени (это в основном субширотные разломы) и, частично, в процессе последующих блоковых движений в пределах современных положительных морфоструктур (преимущественно субмеридиональные разломы), например, на хр. Ломоносова и поднятии Менделеева [46]. В это же время образуется Новосибирская система грабенов и горстов [14] и, вероятно, поперечные поднятия на шельфе [7]. Распределение мощностей в различных сейсмокомплексах определяется главным образом расстоянием от источника сноса. Как правило, мощность отложений не зависит от знака современных морфоструктур. Значит они возникли на последнем этапе вследствие неотектоники [13]. В области Трансарктического моста котловины Подводников I, II и котловина Макарова образуют ряд четко выраженных ступеней, глубина погружения которых дискретно возрастает к центру океана. Это же относится к морю Бофорта (Канадская котловина), где сейсмическими исследованиями выявлена серия субпараллельных разломов, которые разделяют зоны с разной мощностью коры. Такая морфология дна СЛО свидетельствует о вертикальной компоненте движения. Возраст «термального опускания», зафиксированный в скважинах моря Бофорта — средний миоцен [49]. Судя по распределению сейсмокомплексов на разрезах и, главным образом, благодаря геоморфологического анализу, формирование впадин, котловин и, частично, поднятий происходило в самое последнее время, а не в мелу. Котловины и горсты образовались не вследствие спрединга и растяжения коры, а в результате опусканий субстрата,

что очевидно и никем не оспаривается. Другое дело, что спусковым механизмом опусканий могло быть растяжение коры, вплоть до спрединга [1; 3; 10].

Если возникновение Арктического бассейна как замкнутой геодепрессии произошло не раньше мела, то СЛО образовалось значительно позже. В некоторых работах термин «структура с корой океанического типа» используется как синоним океана [30]. Вместе с тем, очевидно, что существует большое разнообразие таких структур — от внутриконтинентальных рифтов и морей до собственно океанов [33], например Чёрное, Каспийское и Баренцево моря, наиболее погруженные участки которых отличаются безгранитной корой. Первоначально практически вся Канадская котловина считалась океанической [42; 48; 51; 54], но, по данным последних работ, площадь, занятая океанической корой, существенно уменьшилась [52; 56]. Большая часть акватории в Канадской котловине признана пассивной континентальной окраиной с утоненной континентальной корой [41; 56; 61; 68]. Фундамент океанического спредингового типа, предположительно, занимает небольшой анклав. В остальной части бассейна сейсмические данные свидетельствуют о наличии в верхней части фундамента переслаивания базальтов и осадочных пород, что нехарактерно для океанического фундамента [33; 41; 56; 68].

Обязательными морфологическими и геологическими признаками зарождающегося океана является триада шельф—склон—глубоководная (абиссальная) равнина. Шельф может быть широким, как в прироссийской части Арктики, узким, как в приканадской части или вообще практически отсутствовать, как в зоне сочленения Курильской островной гряды с Южно-Курильской впадиной, но склон — обязателен. Континентальный склон в сейсмических полях представлен косо-слоистыми проградирующими сейсмофациями и мощной осадочной линзой соответствующего возраста. Сейсмофациальный анализ большого количества профилей в прироссийской части Арктики показал, что время главного погружения до океанических глубин в СЛО — средний миоцен [13], причем как в Амеразийском, так и в Евразийском бассейнах [12]. Повсеместные погружения в Арктическом бассейне начались в олигоцене [31; 32], но до умеренных батинальных глубин [13].

Другой важной особенностью океанов является тенденция к углублению бассейнов с момента их становления. В океанических осадочных чехлах это проявляется в смене вверх по разрезу относительно мелководных отложений глубоководными. Такая последовательность наблюдается на большинстве океанических разрезов, что полностью соответствует результатам бурения в различных районах мирового океана [5; 33], в том числе и на хр. Ломоносова. После меловых опусканий в Амеразийском бассейне (рис. 4–6), начиная с палеоцена и особенно эоцена, происхо-

дит всеобщее погружение Арктического бассейна. Процесс углубления бассейна до океанических глубин занял около 45 млн лет (палеоцен—средний миоцен), сформировав в раннем неогене современный СЛО. Динамика формирования СЛО проиллюстрирована сейсмофациальными картами (рис. 7–10).

В Канадской котловине время погружения остается не определенным. Нет корреляции с глубокими скважинами Аляскинского шельфа. Все заключения предположительны и основаны на возрастной привязке к тектоническим событиям, меловому орогену хр. Брукса на Аляске и эвриканскому орогену на Канадском Арктическом архипелаге [41; 56; 68]. Более того, сейсмические профили захватывают только центральную часть котловины и не выходят на шельф. Значит, нет никакой возможности определить время главного погружения до океанических глубин [13] в этой части Амеразийского бассейна. Беглое знакомство с представленными профилями [56] показывает, что косо-слоистые фации как обязательный компонент триады шельф—склон—глубоководье приурочены исключительно к верхнему КССК, RU—дно, что, по предполагаемой привязке авто-ров, соответствует среднему миоцену—кварталу. Турбидитовый генезис осадков сугубо предположителен. Трудно представить суспензионные осадки (турбидиты) на глубинах 9–15 км, учитывая литостатическую нагрузку, любые осадки на таких глубинах неизбежно превращаются в породы, формируя флиш или нижнюю молассу. Из представленных профилей и карт мощностей осадочного чехла котловины следует, что современные глубины никак не коррелируются с мощностью осадочных толщ. Погружение до океанических глубин явно моложе большинства наносимых осадков. Мощные осадочные линзы больше соответствуют передовым (предгорным) прогибам соответствующего возраста, напоминая меловой Северо-Чукотский прогиб. Эти осадочные линзы сформировали разновозрастные Северо-Чукотский, Колвилский, Предканадский, Свердрупский и моря Линкольна прогибы. Для всех прогибов характерны крутые южные борта, обращенные к орогену соответствующего возраста, и пологие северные борта. Осадочные линзы резко асимметричны, выполаживаясь к наиболее погруженной центральной области СЛО, дистальной относительно областей сноса. Ступенчатое погружение до океанических глубин началось, вероятно, значительно позже, в неогене, о чем свидетельствует угловое несогласие, установленное в скважинах моря Бофорта, датированное средним миоценом [49].

Заключение. Интерпретация современных сейсмических и геологических данных позволяет сделать ряд выводов.

1. Анализ распространения косо-слоистых сейсмофаций по всему СЛО показал, что молодой океан в Арктике начал формироваться лишь в неогене на месте обширного материка, посте-

пенно заливаемого морем с момента зарождения Арктической геодепрессии (Арктический бассейн), сформированной не ранее поздней юры—мела. Большая часть СЛО до середины мезозоя представляла собой древнюю платформу (Арктиду), в разной степени переработанную разновозрастной складчатостью и процессами континентального рифтогенеза, в результате которого в Центрально-Арктической области образовалась субмеридиональная система грабенов и горстов, свидетельствующих о процессах растяжения и блоковых движениях. На рубеже мезозоя—кайнозоя, в палеоцене в Американо-Арктическом бассейне и в котловине Амундсена сформировались слабопогруженные впадины, разделенные поднятием хр. Ломоносова. Лишь со среднего миоцена возник современный СЛО с абиссальными глубинами. В процессе погружения, занявшего около 45 млн лет, происходит смена мелководных осадков глубоководными, что полностью соответствует результатам бурения в различных районах мирового океана, в том числе на хр. Ломоносова.

2. Сейсмофациальный анализ сейсмических профилей позволяет утверждать, что Евразийский бассейн спредингового типа сформировался в неогене, значит, разделение СЛО на самостоятельные Евразийский и Американо-Арктический бассейны произошло не ранее этого времени. До неогена, в позднем мезозое—палеогене, Арктический бассейн представлял собой единую постепенно погружающуюся геодепрессию. Если Американо-Арктический бассейн с его отдельными впадинами и котловинами образовался вследствие погружения, то на заключительной стадии, в неогене в Евразийском бассейне погружение сопровождалось раздвигом и глубинным магматизмом, произошедшим в результате продвижения спрединга из Северной Атлантики в Арктику. Образовался морфологически выраженный хр. Гаккеля. Поднятия пограничного Трансарктического пояса тоже были вовлечены в позднекайнозойскую океанизацию, но в значительно меньшей мере. Поэтому они и сохранили, в разной степени, континентальную природу коры.

3. Совершенно очевидно, что причины образования океана на месте Арктической геодепрессии значительно более сложные и многофакторные, чем представлено современными плейт-тектоническими и геодинамическими моделями. Конкретный механизм преобразования континентальной коры в океаническую при погружении остается неопределенным.

1. Арктические шельфы и Северный Ледовитый океан: сборник научных статей. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2018. — 336 с.

2. Арктический бассейн (геология и морфология) / ред. В. Д. Каминский. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. — 291 с.

3. Артюшков Е. В., Поселов В. А. Континентальная кора в глубоководных впадинах на северо-востоке Российского сектора Арктики // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. — М.: ГЕОС, 2009. — С. 24—27.

4. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. — М.: Наука, 1968. — 256 с.

5. Блюман Б. А. Земная кора океанов (по материалам международных программ глубоководного бурения в Мировом океане). — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. — 344 с.

6. Блюман Б. А. Офиолиты и кора океанов // Региональная геология и металлогения. — 2016. — № 68. — С. 66—72.

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

8. Грамберг И. С. Сравнительная геология и минерагения океанов и континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов / гл. ред. Д. А. Додин, В. С. Сурков // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. — С. 17—34.

9. Грамберг И. С., Ронкина З. З. Позднеюрская формация черных глин Советской Арктики // Советская геология. — 1988. — № 6. — С. 94—99.

10. 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.

11. 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.

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

13. 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.

14. Дараган-Сушова Л. А. Новый взгляд на геологическое строение осадочного чехла моря Лаптевых / Л. А. Дараган-Сушова, О. В. Петров, Ю. И. Дараган-Сушов, Д. Д. Рукавишников // Региональная геология и металлогения. — 2010. — № 41. — С. 5—16.

15. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. — Кн. 2. — 334 с.

16. Кабаньков В. Я., Андреева И. А. О тектонической структуре Полярного бассейна и геологических критериях выделения его шельфовых областей // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. — СПб.: ВНИИОкеангеология, 2006. — Вып. 6. — С. 121—129.

17. Кабаньков В. Я., Андреева И. А. Современные осадки восточной части Северного Ледовитого океана и их геологическое значение // Записки Горного института. — 2008. — Т. 176. — С. 23—25.

18. Кабаньков В. Я. О геотектонической природосистемы Центрально-Арктических морфоструктур и геологическое

- значение донных осадков в ее определении / В. Я. Кабаньков, И. А. Андреева, В. Н. Иванов, В. И. Петрова // Геотектоника. – 2004. – № 6. – С. 33–48.
19. Карасик А. М., Устрицкий В. И., Храмов А. Н. История формирования Северного Ледовитого океана // Геология Арктики. Докл. 27 МГК. Т. 4. – М., 1984. – С. 151–159.
20. Косыко М. К. К тектонике Северного Ледовитого океана и его континентальной окраины / М. К. Косыко, В. В. Буценко, В. Л. Иванов, Е. А. Кораго, В. А. Поселов, О. И. Супруненко // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. – С. 16–43.
21. Кунин Н. Я. Строение литосферы континентов и океанов. – М.: Недра, 1989. – 286 с.
22. Кунин Н. Я., Кучерук Е. В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поисков и разведки месторождений нефти и газа. – М.: ВИНТИ, – 1984. – 185 с.
23. Лаверов Н. П. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России / Н. П. Лаверов, Л. И. Лобковский, М. В. Кононов, Н. Л. Добрецов, В. А. Верниковский, С. Д. Соколов, Э. В. Шипилов // Геотектоника. – 2013. – № 1. – С. 1–32.
24. 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.
25. Мазарович О. А., Найдин Д. П., Цейслер В. М. Палеомагнитные и историко-геологические реконструкции: проблемы и нерешенные вопросы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. – 1988. – Т. 63, вып. 6. – С. 130–142; 1989. – Т. 64, вып. 2. – С. 125–146; 1990. – Т. 66, вып. 1. – С. 103–110.
26. Перчук Л. Л. Базификация как магматическое замещение // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 14. – М.: Наука, 1987. – С. 39–64.
27. Погребницкий Ю. Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Советская геология. – 1976. – № 12. – С. 3–17.
28. Преображенская Э. Н. Вещественный состав и условия формирования триасовых отложений архипелага Земли Франца Иосифа (по материалам параметрического бурения) / Э. Н. Преображенская, И. В. Школа, Д. В. Сергеев, О. Е. Можая // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. – Л., 1985. – С. 74–86.
29. Пушаровский Ю. М. Некоторые общие проблемы тектоники Арктики // Известия Академии наук СССР. Серия геологическая. – 1960. – № 9. – С. 15–28.
30. Пушаровский Ю. М. О геологической сущности океанов // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1991. – № 5. – С. 3–11.
31. Рекант П. В., Леонтьев Д. И., Петров Е. О. Неотектонический этап развития Арктического бассейна. Начало, основные события, связь тектоники и осадконакопления // Региональная геология и металлогения. – 2020. – № 81. – С. 54–66.
32. Рекант П. В. История формирования осадочного чехла глубоководной части Арктического бассейна по данным сейсмических исследований МОВ ОГТ / П. В. Рекант, О. В. Петров, С. Н. Кашубин и др. // Региональная геология и металлогения. – 2015. – № 64. – С. 11–27.
33. Руженцов С. В. Океаны и палеоокеаны // Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). Труды ГИН АН СССР. Вып. 388. – М.: Наука, 1984. С. 13–26.
34. Сейсмическая стратиграфия. В 2-х томах / Под ред. Ч. Пейтона. – М.: Мир, 1982. – 846 с.
35. Сколотнев В. Е. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы центральной Атлантики, геотектонические следствия / В. Е. Сколотнев, Е. Н. Бельтнев, З. С. Лепехина, И. С. Ипатьев // Геотектоника. – 2010 – № 6. – С. 24–59.
36. Соколов С. Д. Амфиболиты метаморфического фундамента о. Врангеля: возраст, природа протолита и условия метаморфизма / С. Д. Соколов, С. А. Силантьев, А. В. Моисеев, М. И. Тучкова, В. Е. Вержбицкий // Геохимия. – 2019. – Т. 64, № 12. – С. 1222–1246.
37. Тектоностратиграфический атлас Восточной Арктики / отв. ред. О. В. Петров, М. Смелдроп. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2020. – 151 с.
38. Трухалев А. И., Поселов В. А. Историко-генетические и геодинамические связи поднятий Американо-Арктического бассейна со структурами Восточно-Арктического шельфа // 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2008. – С. 263–274.
39. Хаин В. Е., Филатова Н. И. О предыстории современного Северного Ледовитого океана // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2009. – Т. 2. – С. 260–266.
40. Шулятин О. Г., Беляцкий Б. В., Кременецкий А. А. Геохимические и изотопно-геохронологические исследования полихронных цирконов из магматических пород Срединно-Атлантического хребта и некоторые особенности его строения // Региональная геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 11–19.
41. Chian D. et al. Distribution of crustal types in Canada basin, Arctic Ocean / D. Chian, H. R. Jackson, D. R. Hutchinson, J. W. Shimeld, G. N. Oakey, N. Lebedeva-Ivanova, Q. Li, R. W. Saltus, D. C. Mosher // Tectonophysics. – 2016. – No. 691. – Pp. 8–30.
42. Christie R. L. The Franklinian Geosyncline in the Canadian Arctic and its relationship to Svalbard // Norsk Polarinst. – 1979. – No. 167. – Pp. 263–314.
43. Daragan-Sushchova L. et al. On the problem of stratigraphic assignment of the key seismic horizons on the East-Arctic Shelf and in the area of Central Arctic uplifts / L. Daragan-Sushchova, L. Grin'ko, N. Petrovskaya, Yu. Daragan-Sushchov // American Journal of Geosciences. – 2015. – Vol. 5 – No. 1. – Pp. 1–11.
44. Dawes P. R. Precambrian to Tertiary of Northern Greenland // Geology of Greenland survey bulletin. – Copenhagen, 1976. – Pp. 249–303.
45. Dixon J. Upper Oxfordian to Albian Geology, Mackenzie Delta, Arctic Canada // Arctic Geol. and Geophysics. – 1982. – No. 8. – Pp. 29–42.
46. Dove D. et al. Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics / D. Dove, B. Coakley, J. Hopper, Y. Kristoffersen and HLY0503 Geophysics Team // Geophys. J. Int. – 2010. – DOI: 10.1111/j.1365-246X.2010.04746. x.
47. Embry A. F. Crockerland – the northwest source area for the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Island Arctic Geology and Petroleum / Eds.; T. O. Vorren, E. Bergsager, O. A. Dahl-Stamnes et al. // Special Publication 2. – Amsterdam, Elsevier, 1992. – Pp. 205–216.
48. Embry A. F. Geological and Geophysical Evidence in Support of the Hypothesis of anticlockwise Rotation of Northern Alaska // Marine Geology. – 1990. – Vol. 93. – Pp. 317–329.
49. Enachescu M. E. Structural Setting and Validation of Direct Hydrocarbon Indicators for Amauligak Oil Field, Canadian Beaufort Sea // The Amer. Association of Petroleum Geologists Bulletin. – 1990. – Vol. 74. – No. 1. – Pp. 41–59.
50. Fränkl E. Some general remarks on the Caledonian mountain chain of east Greenland // København. – 1956. – Vol. 103. – No. 11. – 43 p.
51. Grantz A., Hart P. E., Childers V. A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean / Eds.: A. M. Spencer, A. F. Embry, D. L. Gautier, A. V. Stoupakova, K. Sørensen // Arctic Petroleum Geology.

- The Geological Society of London. Memoirs. – 2011. – No. 35. – Pp. 771–799. – DOI: 10.1144/M35.50
52. Helwig J. Regional seismic interpretation of crustal framework, Canadian Arctic passive margin, Beaufort Sea, with comments on petroleum potential / J. Helwig, N. Kumar, P. Emmet, M. G. Dinkelman. Eds.: A. M. Spencer, A. F. Embry, D. L. Gautier, A. V. Stoupakova, K. Sørensen // Arctic Petroleum Geology. The Geological Society of London. Memoirs. – 2011. – No. 35. – Pp. 527–543.
53. Lawver L. A., Grantz A., Gahagan L. M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician. Eds.: E. L. Miller, A. Grantz, S. L. Klemperer // Tectonic evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and adjacent landmasses. USA Geol. Soc. Amer. – Boulder, 2002. – Pp. 333–358.
54. Lawver L. A., Scotese C. R. A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin. The Arctic Ocean Region. Eds.: A. Grantz, L. Johnson, J. F. Sweeney // The Geology of North America. – 1990. – Vol. L. – Pp. 593–618.
55. Moran K. at al. The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean / K. Moran, J. Backman, H. Brinkhuis, S. C. Clemens, T. Cronin, G. R. Dickens, F. Eynaud, J. Gattaceca, M. Jakobsson, R. W. Jordan, M. Kaminski, J. King, N. Koc, A. Krylov, N. Martinez, J. Matthiessen, 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. – No. 441 (7093). – Pp. 601–605.
56. Mosher D. at al. High Arctic Marine Geophysical Acquisition / D. Mosher, C. B. Chapman, J. Shimeld, H. R. Jackson, D. Chian, J. Verhoef, D. Hutchinson, N. Lebedeva-Ivanova, R. Pedersen // The Leading Edge. – 2013. – No. 5 (May). – Pp. 936–943.
57. Narbonne G. M., Dixon O. A. Physical Correlation and Depositional Environments of Upper Silurian Rubbly Limestone Facies in the Canada Arctic Islands // Arctic Geol. and Geophysics. – 1982. – No. 8. – Pp. 135–146.
58. Nikishin A. M. at al. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultraslow spreading and continental rifting revealed by new seismic data / A. M. Nikishin, C. Gaina, E. I. Petrov, N. A. Malyshev, S. I. Freiman // Tectonophysics. – 2018. – Vol. 746. – Pp. 64–82.
59. Nikishin A. M. at al. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics / A. M. Nikishin, E. I. Petrov, N. A. Malyshev, V. P. Ershova // Geodynam. Tectonophys. – 2017. – Vol. 8. – No. 1. – Pp. 11–43.
60. Nilson T., Moore T. E. Fluvial facies model for the Upper Devonian and Lower Mississippian (?) Kanayut Conglomerate, Brooks Range, Alaska // Arctic Geol. and Geophysics. – 1982. – No. 8. – Pp. 1–12.
61. Pease V. at al. Arctic lithosphere / V. Pease, S. Drachev, R. Stephenson, X. Zhang // Tectonophysics. – 2014. – Vol. 628. – No. 1. – Pp. 1–25.
62. Petrov O. V., Pubellier M. Tectonic Map of the Arctic. – St. Petersburg, 2018. – 60 p.
63. Petrov O. V. at al. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region / O. V. Petrov, M. Smelror, A. Morozov at al. // Earth-Science Reviews. – 2016. – Vol. 154. – Pp. 29–71.
64. Petrov O. V., Smelror M. Uniting the Arctic frontiers – international cooperation on Circum-Arctic geological and geophysical maps // Polar record. – 2015. – Vol. 51. – No. 5. – Pp. 530–535.
65. Petrov O. V. et al. Palaeozoic and Early Mesozoic evolution of the East Barents and Kara Seas sedimentary basins // Norwegian Journal of Geology. – 2008. – Vol. 351. – No. 3. – Pp. 193–243.
66. Poulton T. P. Paleogeographic and Tectonic Implications of the Lower and Middle Jurassic Facies Patterns in Northern Yukon Territory and Adjacent Northwest Territories // Arctic Geol. and Geophysics. – 1982. – No. 8. – Pp. 13–28.
67. Scotese C. R. Paleogeographic Atlas / PALEOMAP Progress Report 90-0497. Department of Geology, University of Texas at Arlington. – Arlington, 1997. – 45 p.
68. Shimeld J. at al. Seismic velocities within the sedimentary succession of the Canada Basin and southern Alpha-Mendelev Ridge, Arctic Ocean: evidence for accelerated porosity reduction? / J. Shimeld, Li. Qingmou, D. Chian, N. Lebedeva-Ivanova, R. Jackson, D. Mosher, D. Hutchinson // Geophys. J. Int. – 2016. – Vol. 204. – Pp. 1–20.
69. 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.
70. Tectonics of the Arctic / Eds.: O. V. Petrov, M. Smelror // Springer Geology. Vol. XIII. – Cham: Springer Nature, 2021. – 208 p.
71. Vernikovskiy V. A. at al. Concerning tectonics and the tectonic evolution of the Arctic / V. A. Vernikovskiy, N. L. Dobretsov, D. V. Metelkin, N. Y. Matushkin, I. Y. Koulakov // Russ. Geol. Geophys. – 2013. – Vol. 54. – Pp. 838–858.
72. Willumsen P. S., Cote R. P. Tertiary Sedimentation in the Southern Beaufort Sea, Canada // Arctic Geol. and Geophysics. – 1982. – No. 8. – Pp. 43–54.
-
1. Arkticheskie shel'fy i Severnyy Ledovityy okean: sbornik nauchnykh statey. St. Petersburg, VSEGEI, 2018, 336 p.
2. Arkticheskii basseyn (geologiya i morfologiya). Ed. V. D. Kaminskiy. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2017, 291 p.
3. Artyushkov E. V., Poselov V. A. Kontinental'naya kora v glubokovodnykh vpadinakh na severo-vostoke Rossiyskogo sektora Arktiki. Geologiya polyarnykh oblastey Zemli. Materialy XLII Tektonicheskogo soveshchaniya. Moscow, GEOS, 2009, vol. 1, pp. 24–27. (In Russian).
4. Belousov V. V. Zemnaya kora i verkhnyaya mantiya okeanov. Moscow, Nauka, 1968, 256 p.
5. Blyuman B. A. Zemnaya kora okeanov (po materialam mezhdunarodnykh program glubokovodnogo bureniya v Mirovom okeane). St. Petersburg, VSEGEI, 2011, 344 p.
6. Blyuman B. A. Ofiolity i kora okeanov. *Regional Geology and Metallogeny*, 2016, no. 68, pp. 66–72. (In Russian).
7. Vinogradov V. A., Goryachev Yu. V., Gusev E. A., Suprunenko O. I. Osadochnyy chekhol Vostochno-Arkticheskogo shel'fa Rossii i usloviya ego formirovaniya v sisteme materik-okean. 60 let v Arktike, Antarktike i Mirovom okeane. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2008, pp. 63–78. (In Russian).
8. Gramberg I. S. Svrnritel'naya geologiya i minerageniya okeanov i kontinental'nykh okrain s pozitsiy stadiynogo razvitiya okeanov. Rossiyskaya Arktika: geologicheskaya istoriya, minerageniya, geoekologiya. Eds: D. A. Dodin, V. S. Surkov. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2002, pp. 17–34. (In Russian).
9. Gramberg I. S., Ronkina Z. Z. Pozdneyurskaya formatsiya chernykh glin Sovetskoy Arktiki. *Sovetskaya geologiya*, 1988, no. 6, pp. 94–99. (In Russian).
10. Daragan-Sushchov Yu. I., Daragan-Sushchova L. A., Poselov V. A. K voprosu o stratigrafii osadochnogo chekhla Evraziyskogo basseyna Severnogo Ledovitogo okeana. Geologo-geofizicheskie kharakteristiki litosfery Arkticheskogo regiona. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2002, vol. 4, pp. 103–113. (In Russian).
11. Daragan-Sushchova L. A., Petrov O. V., Sobolev N. N., Daragan-Sushchov Yu. I., Grin'ko L. R., Petrovskaya N. A. Geologiya i tektonika severo-vostoka Possiyskoy Arktiki (po seysmicheskim dannym). *Geotektonika*, 2015, no. 6, pp. 3–19. (In Russian).

12. Daragan-Sushchova L. A., Petrov O. V., Daragan-Sushchov Yu. I., Leont'ev D. I., Savel'ev I. N. Istoriya formirovaniya Evraziyskogo basseyna Severnogo Ledovitogo okeana po seysmicheskim dannym. *Regional Geology and Metallogeny*, 2020, no. 84, pp. 25–44. (In Russian).
13. Daragan-Sushchova L. A., Zinchenko V. N., Daragan-Sushchov Yu. I., Savel'ev I. N. O vremeni glavnogo pogruzheniya do okeanicheskikh glubin i masshtabakh raznovozrastnogo riftogeneza v Arkticheskoy basseynе po rezul'tatam interpretatsii seysmicheskikh dannyykh. *Regional Geology and Metallogeny*, 2019, no. 80, pp. 5–20. (In Russian).
14. Daragan-Sushchova L. A., Petrov O. V., Daragan-Sushchov Yu. I., Rukavishnikova D. D. Novyy vzglyad na geologicheskoe stroenie osadochnogo chekhla morya Laptevyykh. *Regional Geology and Metallogeny*, 2010, no. 41, pp. 5–16. (In Russian).
15. Zonenshain L. P., Kuz'min M. I., Natapov L. M. Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR. Moscow, Nedra, 1990, vol. 2, 334 p.
16. Kaban'kov V. Ya., Andreeva I. A. O tektonicheskoy strukture Polyarnogo basseyna i geologicheskikh kriteriyakh vydeleniya ego shel'fovyykh oblastey. Geologo-geofizicheskie kharakteristiki litosfery Arkticheskogo regiona. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2006, vol. 6, pp. 121–129. (In Russian).
17. Kaban'kov V. Ya., Andreeva I. A. Sovremennyye osadki vostochnoy chasti Severnogo Ledovitogo okeana i ikh geologicheskoe znachenie. *Zapiski Gornogo instituta [Journal of Mining Institute]*, 2008, vol. 176, pp. 23–25. (In Russian).
18. Kaban'kov V. Ya., Andreeva I. A., Ivanov V. N., Petrova V. I. O geotektonicheskoy prirode sistemy Tsentral'no-Arkticheskikh morfostruktur i geologicheskoe znachenie donnykh osadkov v ee opredelenii. *Geotektonika*, 2004, no. 6, pp. 33–48. (In Russian).
19. Karasik A. M., Ustritskiy V. I., Khramov A. N. Istoriya formirovaniya Severnogo Ledovitogo okeana. Geologiya Arktiki. Doklady 27 MGK. Moscow, 1984, vol. 4, pp. 151–159. (In Russian).
20. Kos'ko M. K., Butsenko V. V., Ivanov V. L., Korago E. A., Poselov V. A., Suprunenko O. I. K tektonike Severnogo Ledovitogo okeana i ego kontinental'noy okrainy. 60 let v Arktike, Antarktike i Mirovom okeane. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2008, pp. 16–43. (In Russian).
21. Kunin N. Ya. Stroenie litosfery kontinentov i okeanov. Moscow, Nedra, 1989, 286 p.
22. Kunin N. Ya., Kucheruk E. V. Seysmostratigrafiya v reshenii problem poiskov i razvedki mestorozhdeniy nefiti i gaza. Moscow, VINITI, 1984, 185 p.
23. Laverov N. P., Lobkovskiy L. I., Kononov M. V., Dobretsov N. L., Vernikovskiy V. A., Sokolov S. D., Shipilov E. V. Geodinamicheskaya model' tektonicheskogo razvitiya Arktiki v mezozoe i kaynozoe i problema vneshney granitsy kontinental'nogo shel'fa Rossii. *Geotektonika*, 2013, no. 1, pp. 1–32. (In Russian).
24. Lobkovskiy L. I., Shipilov E. V., Kononov M. V. Geodinamicheskaya model' verkhnemantiynoy konveksii i preobrazovaniya litosfery Arktiki v mezozoe i kaynozoe. *Fizika Zemli*, 2013, no. 6, pp. 20–38. (In Russian).
25. Mazarovich O. A., Naydin D. P., Tseysler V. M. Paleomagnitnye i istoriko-geologicheskije rekonstruktsii: problemy i nereshennyye voprosy. *Byull. MOIP. Otd. geol.*, 1988, vol. 63, no. 6, pp. 130–142; 1989, vol. 64, no. 2, pp. 125–146; 1990, vol. 66, no. 1, pp. 103–110. (In Russian).
26. Perchuk L. L. Bazifikatsiya kak magmaticheskoe zameshchenie. Ocherki fiziko-khimicheskoy petrologii. Moscow, Nauka, 1987, vol. 14, pp. 39–64.
27. Pogrebitskiy Yu. E. Geodinamicheskaya sistema Severnogo Ledovitogo okeana i ee strukturnaya evolyutsiya. *Sovetskaya Geologiya*, 1976, no. 12, pp. 3–17. (In Russian).
28. Preobrazhenskaya E. N., Shkola I. V., Sergeev D. V., Mozhaeva O. E. Veshchestvennyy sostav i usloviya formirovaniya triasovyykh otlozheniy arhipelaga Zemli Frantsa Iosifa (po materialam parametricheskogo bureniya). Geologicheskoe stroenie Barentsevo-Karskogo shel'fa. Leningrad, 1985, pp. 74–86. (In Russian).
29. Pushcharovskiy Yu. M. Nekotorye obshchie problemy tektoniki Arktiki. *Izvestiya Akademii nauk SSSR, seriya geologicheskaya*, 1960, no. 9, pp. 15–28. (In Russian).
30. Pushcharovskiy Yu. M. O geologicheskoy sushchnosti okeanov. *Izvestiya Akademii nauk SSSR, seriya geologicheskaya*, 1991, no. 5, pp. 3–11. (In Russian).
31. Rekant P. V., Leont'ev D. I., Petrov E. O. Neotektonicheskiy etap razvitiya Arkticheskogo basseyna. Nachalo, osnovnye sobytiya, svyaz' tektoniki i osadkonakopleniya. *Regional Geology and Metallogeny*, 2020, no. 81, pp. 54–66. (In Russian).
32. Rekant P. V., Petrov O. V., Kashubin S. N. et al. Istoriya formirovaniya osadochnogo chekhla glubokovodnoy chasti Arkticheskogo basseyna po dannym seysmicheskikh issledovaniy MOV OGT. *Regional Geology and Metallogeny*, 2015, no. 64, pp. 11–27. (In Russian).
33. Ruzhentsov S. V. Okeany i paleookeany. Osadochnyy chekhol dna Mirovogo okeana i sushi (po dannym seysmorazvedki). Trudy GIN AN SSSR, vol. 388. Moscow, Nauka, 1984, pp. 13–26. (In Russian).
34. Seysmicheskaya stratigrafiya. In 2 vols. Ed.: Ch. Peyton. Moscow, Mir, 1982, 846 p.
35. Skolotnev V. E., Bel'tenev E. N., Lepekhina Z. S., Ipat'ev I. S. Molodye i drevnie tsirkony iz porod okeanicheskoy litosfery tsentral'noy atlantiki, geotektonicheskie sledstviya. *Geotektonika*, 2010, no. 6, pp. 24–59. (In Russian).
36. Sokolov S. D., Silant'ev S. A., Moiseev A. V., Tuchkova M. I., Verzhbitskiy V. E. Amfibolity metamorficheskogo fundamenta o. Vrangelya: vozrast, priroda protolita i usloviya metamorfizma. *Geokhimiya*, 2019, vol. 64, no. 12, pp. 1222–1246. (In Russian).
37. Tektonostratigraficheskiy atlas Vostochnoy Arktiki. Ed.: O. V. Petrov, M. Smelror. St. Petersburg, VSEGEI, 2020, 151 p.
38. Trukhalev A. I., Poselov V. A. Istorko-geneticheskie i geodinamicheskie svyazi podnyatiy Ameraziyskogo basseyna so strukturami Vostochno-Arkticheskogo shel'fa. 60 let v Arktike, Antarktike i Mirovom okeane. St. Petersburg, VNIIOkeangeologiya, 2008, pp. 263–274. (In Russian).
39. Khain V. E., Filatova N. I. O predystorii sovremennogo Severnogo Ledovitogo okeana. Geologiya polyarnyykh oblastey Zemli. Materialy XLII Tektonicheskogo soveshchaniya. Moscow, GEOS, 2009, vol. 2, pp. 260–266. (In Russian).
40. Shulyatin O. G., Belyatskiy B. V., Kremenetskiy A. A. Geokhimicheskie i izotopno-geokhronologicheskie issledovaniya polikhronnykh tsirkonov iz magmaticheskikh porod Sredinno-Atlanticheskogo khrebtа i nekotorye osobennosti ego stroeniya. *Regional geology and Metallogeny*, 2019, no. 77, pp. 11–19. (In Russian).
41. Chian D., Jackson H. R., Hutchinson D. R., Shimmel J. W., Oakey G. N., Lebedeva-Ivanova N., Li Q., Saltus R. W., Mosher D. C. Distribution of crustal types in Canada basin, Arctic Ocean. *Tectonophysics*, 2016, vol. 691, pp. 8–30.
42. Christie R. L. The Franklinian Geosyncline in the Canadian Arctic and its relationship to Svalbard. *Norsk Polarinstut*, 1979, vol. 167, pp. 263–314.
43. Daragan-Sushchova L., Grin'ko L., Petrovskaya N., 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.
44. Dawes P. R. Precambrian to Tertiary of Northern Greenland. *Geology of Greenland survey bulletin*. Copenhagen, 1976, Pp. 249–303.
45. Dixon J. Upper Oxfordian to Albian Geology, Mackenzie Delta, Arctic Canada. *Arctic Geol. and Geophysics*, 1982, no. 8, pp. 29–42.
46. Dove D., Coakley B., Hopper J., Kristoffersen Y. and HLY0503 Geophysics Team. Bathymetry, controlled source

- seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics. *Geophys. J. Int.*, 2010, DOI: 10.1111/j.1365.246X.2010.04746.x.
47. Embry A. F. Crockerland – the northwest source area for the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Island Arctic Geology and Petroleum. Eds.: T. O. Vorren, E. Bergsager, O. A. Dahl-Stammes et al. Special Publication 2. 1992, Elsevier, Amsterdam, pp. 205–216.
48. Embry A. F. Geological and Geophysical Evidence in Support of the Hypothesis of anticlockwise Rotation of Northern Alaska. *Marine Geology*, 1990, vol. 93, pp. 317–329.
49. Enachescu M. E. Structural Setting and Validation of Direct Hydrocarbon Indicators for Amauligak Oil Field, Canadian Beaufort Sea. The Amer. Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1990, vol. 74, no. 1, pp. 41–59.
50. Fränkl E. Some general remarks on the Caledonian mountain chain of east Greenland. *København*, 1956, vol. 103, no. 11, 43 p.
51. Grantz A., Hart P. E., Childers V. A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean. *Arctic Petroleum Geology*. Eds.: A. M. Spencer, A. F. Embry, D. L. Gautier, A. V. Stoupakova, K. Sørensen. The Geological Society of London, Memoirs, 2011, vol. 35, pp. 771–799, DOI: 10.1144/M35.50
52. 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. *Arctic Petroleum Geology*. Eds.: A. M. Spencer, A. F. Embry, D. L. Gautier, A. V. Stoupakova, K. Sørensen. The Geological Society of London, Memoirs, 2011, vol. 35, pp. 527–543.
53. Lawver L. A., Grantz A., Gahagan L. M. Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician. Tectonic evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and adjacent landmasses. Eds. Miller E. L., Grantz A., Klemperer S. L. USA. *Geol. Soc. Amer.*, Boulder, 2002, pp. 333–358.
54. Lawver L. A., Scotese C. R. A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin. *The Arctic Ocean Region*. Eds.: A. Grantz, L. Johnson, J. F. Sweeney. The Geology of North America, vol. L, 1990, pp. 593–618.
55. 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., St. John K., Suto I., Suzuki N., Takahashi K., Watanabe M., Yamamoto M., Farrell J., Frank M., Kubik P., Jokat W., Kristoffersen Y. The Cenozoic palaeo-environment of the Arctic Ocean. *Nature*, 2006, no. 441 (7093), pp. 601–605.
56. Mosher D., Chapman C. B., Shimeld J., Jackson H. R., Chian D., Verhoef J., Hutchinson D., Lebedeva-Ivanova N., Pedersen R. High Arctic Marine Geophysical Acquisition. *The Leading Edge*, 2013, no. 5 (may), pp. 936–943.
57. Narbonne G. M., Dixon O. A. Physical Correlation and Depositional Environments of Upper Silurian Rubbly Limestone Facies in the Canada Arctic Islands. *Arctic Geol. and Geophysics*, 1982, no. 8, pp.135–146.
58. Nikishin A. M., Gaina C., Petrov E. I., Malyshev N. A., Freiman S. I. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultraslow spreading and continental rifting revealed by new seismic data. *Tectonophysics*, 2018, vol. 746, pp. 64–82.
59. Nikishin A. M., Petrov E. I., Malyshev N. A., Ershova V. P. Rift systems of the Russian Eastern Arctic shelf and Arctic deep water basins: link between geological history and geodynamics. *Geodynam. Tectonophysics*, 2017, vol. 8, no. 1, pp. 11–43.
60. Nilson T., Moore T. E. Fluvial facies model for the Upper Devonian and Lower Mississippian (?) Kanayut Conglomerate, Brooks Range, Alaska. *Arctic Geol. and Geophysics*, 1982, no. 8, pp. 1–12.
61. Pease V., Drachev S., Stephenson R., Zhang X. Arctic lithosphere. *Tectonophysics*, 2014, vol. 628, no. 1, pp. 1–25.
62. Petrov O. V., Pubellier M. Tectonic Map of the Arctic. *St. Petersburg*, 2018, 60 p.
63. Petrov O. V., Smelror M., Morozov A. et al. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region. *Earth-Science Reviews*, 2016, vol. 154, pp. 29–71.
64. Petrov O. V., Smelror M. Uniting the Arctic frontiers – international cooperation in Circum-Arctic geological and geophysical maps. *Polar record*, 2015, vol. 51, no. 5, pp. 530–535.
65. Petrov O. V. et al. Palaeozoic and Early Mesozoic evolution of the East Barents and Kara Seas sedimentary basins. *Norwegian Journal of Geology*, Trondheim, 2008, vol. 351, no. 3, pp. 193–243.
66. Poulton T. P. Paleogeographic and Tectonic Implications of the Lower and Middle Jurassic Facies Patterns in Northern Yukon Territory and Adjacent Northwest Territories. *Arctic Geol. and Geophysics*, 1982, no. 8, pp. 13–28.
67. Scotese C. R. Paleogeographic Atlas. PALEOMAP Progress Report 90-0497, Department of Geology, University of Texas at Arlington, Arlington, 1997, 45 p.
68. Shimeld J., Qingmou Li., Chian D., Lebedeva-Ivanova N., Jackson R., Mosher D., Hutchinson D. Seismic velocities within the sedimentary succession of the Canada Basin and southern Alpha-Mendeleev Ridge, Arctic Ocean: evidence for accelerated porosity reduction? *Geophys. J. Int.*, 2016, vol. 204, pp. 1–20.
69. 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.
70. Tectonics of the Arctic. Eds.: O. V. Petrov, M. Smelror. *Springer Geology*, vol. XIII, Cham, Springer Nature, 2021, 208 p.
71. Vernikovskiy V. A., Dobretsov N. L., Metelkin D. V., Matushkin N. Y., Koulakov I. Y. Concerning tectonics and the tectonic evolution of the Arctic. *Russ. Geol. Geophys.*, 2013, no. 54, pp. 838–858.
72. Willumsen P. S., Cote R. P. Tertiary Sedimentation in the Southern Beaufort Sea, Canada. *Arctic Geol. and Geophysics*, 1982, no. 8, pp. 43–54.

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

Дараган-Суцов Юрий Иосифович – канд. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотрудник, ВНИИОкеангеология?.
<udarag@vniio.nw.ru>

Леонтьев Денис Игоревич – зам. зав. отделом, ВСЕГЕИ!. <Denis_Leontiev@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, VNIIOkeangeologia². <ydarag@vniio.nw.ru>

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

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

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

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

Academician I. S. Gramberg All-Russia Scientific Research Institute of Geology and Mineral Resources of the Ocean (VNIIOkeangeologia). 1 Angliyskiy Prospect, St. Petersburg, Russia, 190121.