

УДК 553.98(268.45/.52)

**Маргулис Е.А.**

Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт» (ФГУП «ВНИГРИ»), Санкт-Петербург, Россия, [ins@vnigri.ru](mailto:ins@vnigri.ru)

## ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА БАРЕНЦЕВО-КАРСКОГО РЕГИОНА

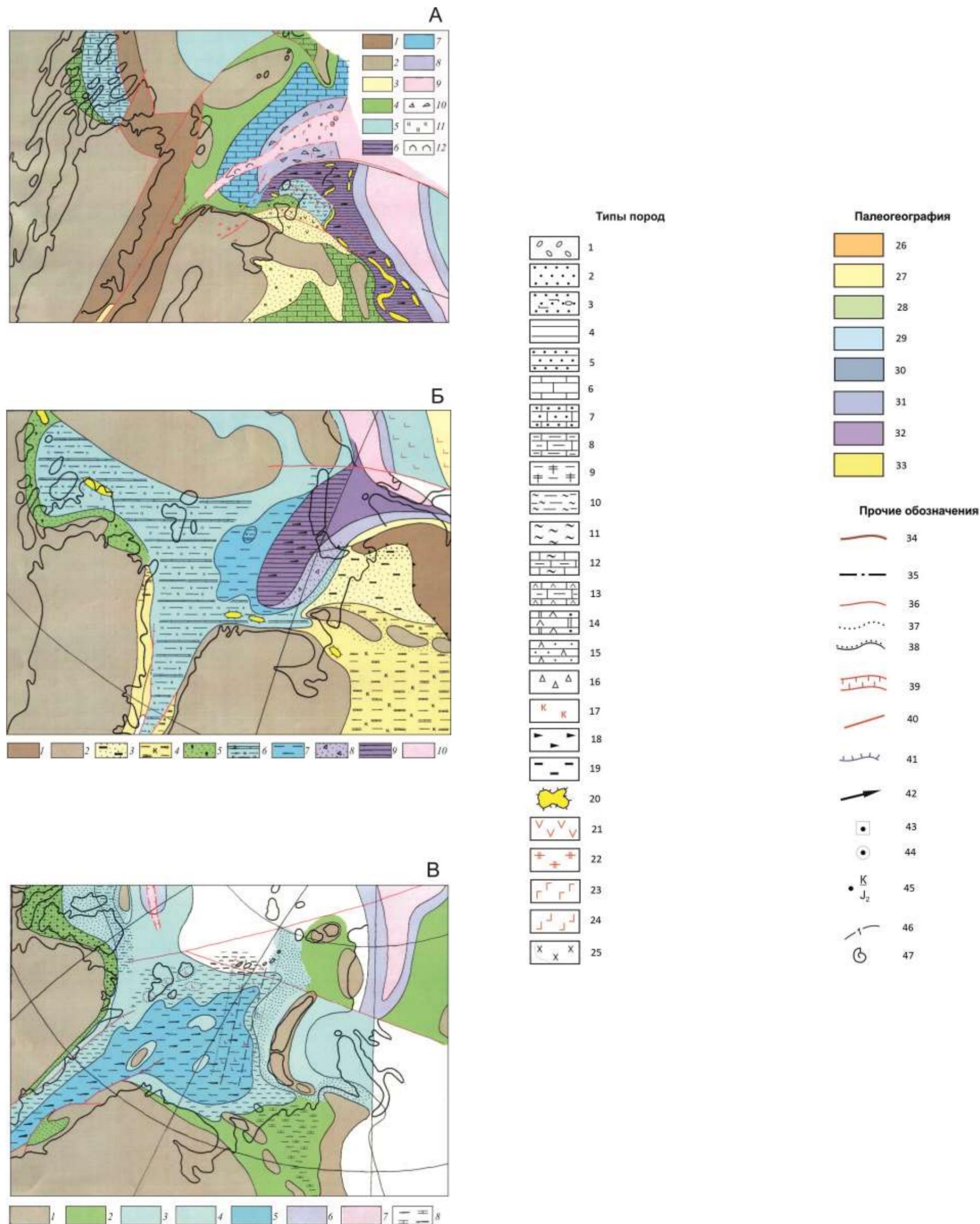
*На основе новейших буровых и сейсмических данных с учетом палинспатических реконструкций воспроизведена история формирования палеозойских и мезозойских отложений осадочного чехла Баренцево-Карского региона. Представлены семь литолого-фациальных карт.*

**Ключевые слова:** *нефтегазоносность, литолого-фациальные реконструкции, палеозойские и мезозойские отложения, Баренцево и Карское моря.*

История формирования Баренцево-Карского региона, изложенная в настоящей работе, восстановлена по палеогеографическим схемам автора, с учетом разработок Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина и Л.М. Натапова [Зоненшайн и др., 1984; Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990] (рис. 1) и комплекту литолого-фациальных схем, составленных автором на базе результатов геолого-геофизических работ 1975-2012 гг. акваторий Баренцева и Карского морей, прибрежной и островной суши.

В пределах Баренцево-Карского региона наиболее изучено Баренцево море, в акватории которого пробурено 15 скважин, плотность сейсмических наблюдений превышает 0,5 км/км<sup>2</sup>, открыто шесть газовых и газоконденсатных месторождений, одно нефтегазоконденсатное и четыре нефтяных. На о. Колгуев и в восточной части Печорского шельфа на Приразломном месторождении идет добыча нефти.

Геолого-геофизическая изученность недр Карского моря низкая (средняя плотность сейсмических наблюдений – 0,13 км/км<sup>2</sup>, пробурено 6 глубоких скважин) и чрезвычайно неоднородная. Лучше изучена Южно-Карская акватория, а в ее пределах – приямальский шельф, а также акватории Обской и Тазовской губ. Открыт ряд крупных газовых месторождений, а в конце 2014 г. на Университетской структуре скв. «Победа» открыто гигантское нефтегазовое месторождение. Северо-Карский шельф бурением не изучен, характеризуется самой низкой сейсмической изученностью (плотность менее 0,10 км/км<sup>2</sup>); основные сведения о строении осадочного чехла и тектоники этого шельфа получены по результатам глубинных комплексных исследований на двух геотраверсах (3-AP, 4-AP).



**Рис. 1. Схема палеогеографии Баренцево-Карского региона на базе плитотектонических реконструкций [Зоненшайн, Кузьмин, Натапов, 1990; Савостин, Натапов, Ставский, 1984]**

*А - Верхнедевонско-турнейские отложения. Области сноса: 1 - высокие горы, 2 - низкие горы, 3 - суша низменная, 4 - прибрежно-морская область, 5 - мелкий шельф, 6 - внутренний глинистый шельф, 7 - внешний шельф, 8 - континентальный склон, 9 - океаническая впадина, 10 - олистостромы, олистолиты, 11 - кремнистые породы, 12 - соли. Б - Позднепермские отложения Западно-Арктического региона. Области сноса: 1 - высокие горы, 2 - низкие горы. Условия осадконакопления: 3 - озерно-болотные, аллювиальные (угленосные песчано-глинистые отложения), 4 - лагунно-континентальные, периодически затопляемые морем (красноцветные, песчано-глинисто-карбонатные, гипсоносные отложения), 5 - прибрежно-морские (преимущественно песчаные отложения), 6 - мелкий шельф (кремнисто-карбонатно-глинистые, с органогенными постройками), 7 - внутренний глинистый шельф, 8 - континентальный склон (песчано-глинистые породы, олистостромы и олистолиты), 9 - глубокое море (кремнисто-глинистые, битуминозные отложения), 10 - океаническая впадина. В - Позднеюрские (довольские) отложения Западной Лавразии. 1 - области сноса. Обстановки осадконакопления: 2 - приморская низменность, 3 - морское мелководье и внутренний шельф, 4 - внешний шельф, 5 - сравнительно глубоководные бассейны, 6 - внутренние глубоководные субокеанические бассейны и континентальный склон, 7 - океаническая впадина (Южно-Анжуйский океан), 8 - карбонатные глины.*

*Продолжение усл. обозн. к рис. 1.*

*Типы пород: 1 - грубообломочные породы (брекчии, конгломераты, гравелиты); 2 - пески, песчаники и алевролиты; 3 - оползневые, обвальные глыбы континентального склона; 4 - глины и аргиллиты; 5 - переслаивание песчаников и глин; 6 - известняки; 7 - известняки песчанистые; 8 - известняки глинистые; 9 - карбонатные глины; 10 - глубоководные глинисто-кремнистые породы; 11 - силициты; 12 - переслаивание спикулитов с глинистыми известняками; 13 - прибрежно-морская себха; 14 - лагунно-морская себха; 15 - континентальная себха; 16 - обвально-оползневые отложения, турбидиты; 17 - красноцветность; 18 - битуминозность пород; 19 - угленосность пород; 20 - биогермы, рифы; 21 - вулканы, вулканогенно-осадочные породы; 22 - вулканогенные интрузии; 23 - щелочные и субщелочные базальты; 24 - базальты; 25 - докембрийские образования. Палеогеография: 26 - область сноса; 27 - суша низменная; 28 - приморская равнина; 29 - мелкий (в том числе прибрежный) шельф; 30 - некомпенсированная впадина; 31-глубокий шельф; 32 - батимальная область; 33 - область развития клиноформных отложений. Прочие обозначения: 34 - область сноса; 35 - граница распространения литологических комплексов; 36 - выходы отложений на дно моря и дневную поверхность; 37 - границы фациальных переходов; 38 - границы размывов; 39 - рифтовые прогибы; 40 - главные разломы; 41 - бровка современного шельфа; 42 - направление сноса обломочного материала; 43 - разрезы по обнажениям; 44 - разрезы по скважинам; 45 - отсутствие отложений данного возраста (более молодые осадки залегают с перерывом на более древних); 46 - изопахиты, км; 47 - фауна.*

### **Баренцево море**

Фанерозойская история Баренцевоморской окраины Северного Ледовитого океана сложна и насчитывает несколько этапов кардинальных перестроек. Могут быть выделены: нижнепалеозойский (досредне-позднедевонский), среднепалеозойский (средне-верхнедевонский-нижнепермский), позднепалеозойский-раннемезозойский (нижнепермский-триасовый), мезозойский (юрско-меловой) и кайнозойский структурные ярусы и соответствующие им этапы преобразований [Маргулис, Маргулис, 1990]. Наиболее слабо изучена раннепалеозойская (досреднедевонская) история развития региона, существующие представления о ней достаточно противоречивы [Дараган-Суцова, 1998; Маргулис, Маргулис, 2004; Zigler, 1988]. Тем не менее, очевидно, что к силуру - раннему девону акватория современного шельфа являлась частью обширной пассивной окраины Евроамериканского континента, на которой формировался терригенно-карбонатный плитный комплекс. Мощность последнего увеличивается на восток и северо-восток до 1-2 км [Дараган-Суцова, 1998; Faleide, Gudlaugsson, 1981; Zigler, 1988]. В силуру-среднем девоне произошла аккреция, складчатость и орогенез скандинавской активной окраины. Орогенез последней привел к возникновению «Древнего красного континента» (The Old Red Continent) [Faleide, Gudlaugsson, 1981; Zigler, 1988], сложенного позднесилурийскими-нижне-среднедевонскими красноцветными континентальными формациями (рис. 2). Зона сочленения байкальского и каледонского геоблоков прослеживается под осадочным чехлом от п-ова Варангер к северной оконечности Новой Земли.

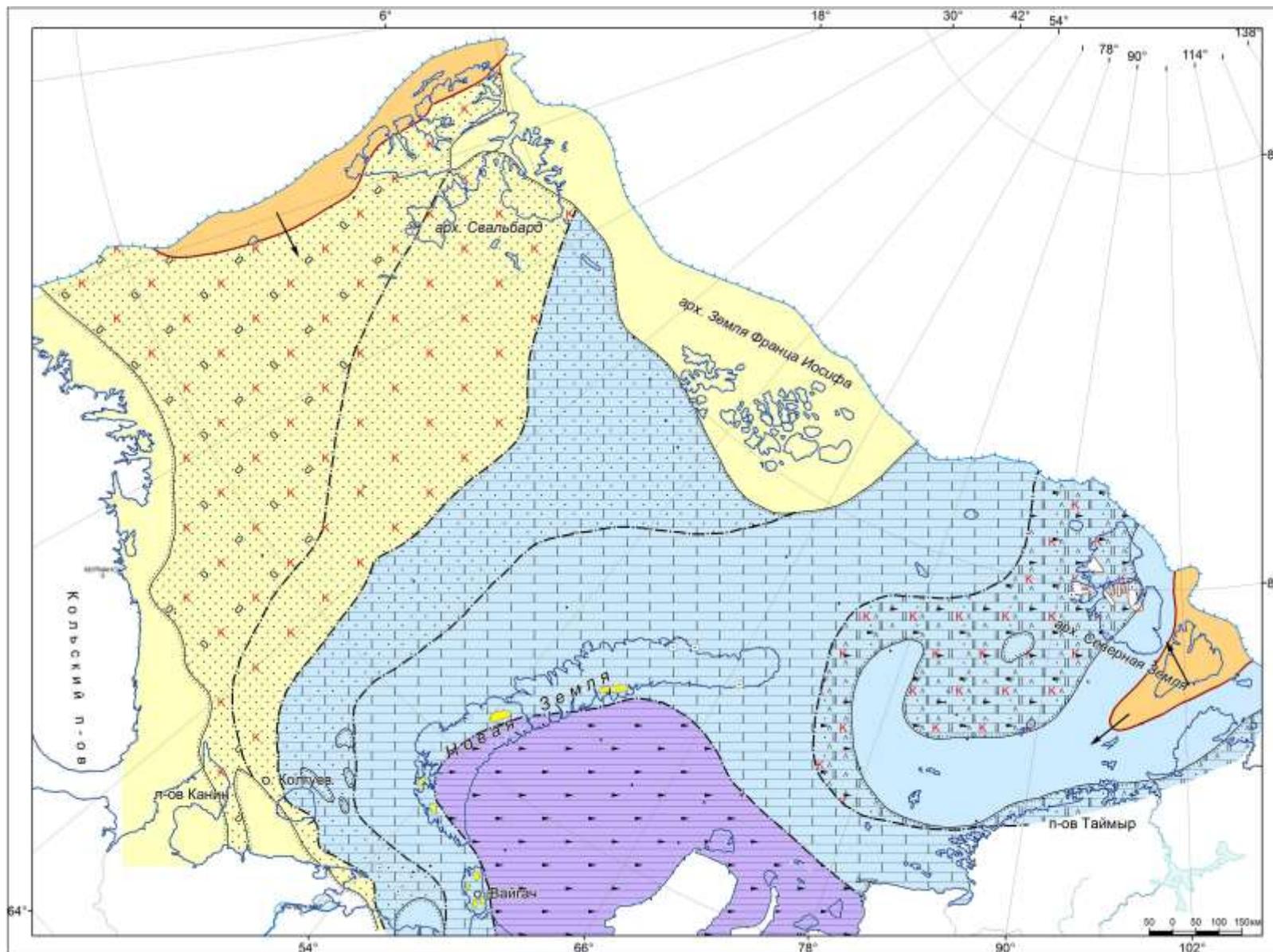


Рис. 2. Литолого-фациальная схема раннедевонского времени Баренцево-Карского региона

К среднему девону и началу позднего девона Баренцевоморский регион уже представлял собой часть новообразованного материка [Bruce, Abrahamson, 1989]. Дальнейшее его развитие до триасового времени определяется эволюцией Уральского океана и возникновением одноименного орогена [Маргулис, Маргулис, Таныгин, 2004].

*Начало среднепалеозойского (средне-позднедевонско-раннепермского) этапа* знаменуется расколом консолидированной коры и возникновением Центрально-Новоземельского рифтогенного прогиба. Прогиб представлял собой ответвление от Уральского палеоокеана и протягивался из акватории современного Карского моря через о-ва Новой Земли в Южно-Баренцевскую впадину [Маргулис, Маргулис, 2004]. Границей его южного борта в течение всего среднепалеозойского этапа служила Южно-Баренцевская зона разломов [Маргулис, Григоренко, Маргулис, 1997]; северная граница вероятно протягивалась от п-ва Варангер к северной оконечности Новой Земли [Маргулис, 1989б]. Активное развитие рифта, как и других аналогичных структур восточного обрамления Евразии, приходится на франское время. На этой стадии рифт представлял собой глубоководную впадину, близкую по отметкам к уровню карбонатной компенсации, характеризующуюся повышенной сейсмичностью и основным подводным вулканизмом (рис. 3). Осевая часть описываемого рифта протягивается в субширотном направлении через залив Медвежий (Северный о. Новой Земли) к современному Нордкапскому прогибу. В разрезе среднедевонско-каменноугольных отложений, обнаженных в районе залива Медвежий, на мелководных известняках нижнего девона залегают среднедевонские черные углеродистые сланцы (около 200 м) с nektonной фауной, пластами базальтов и многочисленными оползневыми призмами шельфовых карбонатов. Выше располагается толща глинисто-кремнистых сланцев, чередующихся с пластами подводных эффузивов основного, ультраосновного и субщелочного (трахиандезиты) состава и пелагическими известняками (средний девон-франский ярус верхнего девона). Верхняя часть разреза представлена фтанитами, послойно обогащенными фосфоритовыми конкрециями; присутствуют карбонатные и песчаные турбидиты. Мощность средне-верхнедевонского разреза - 0,9 км [Нехорошева, Патрунов, 1979].

В каменноугольно-раннепермское время в прогибе в условиях «седиментационного голода» накапливались глубоководные тонкозернистые отложения - силициты, кремнистые и битуминозные аргиллиты, завершившие осадконакопление на рифтогенной стадии развития Центрально-Новоземельского прогиба (рис. 4). Эти отложения, по толщине не превышающие 125 м, обнажены на севере Южного острова и юге Северного острова Новой Земли [Андреева и др., 1979].

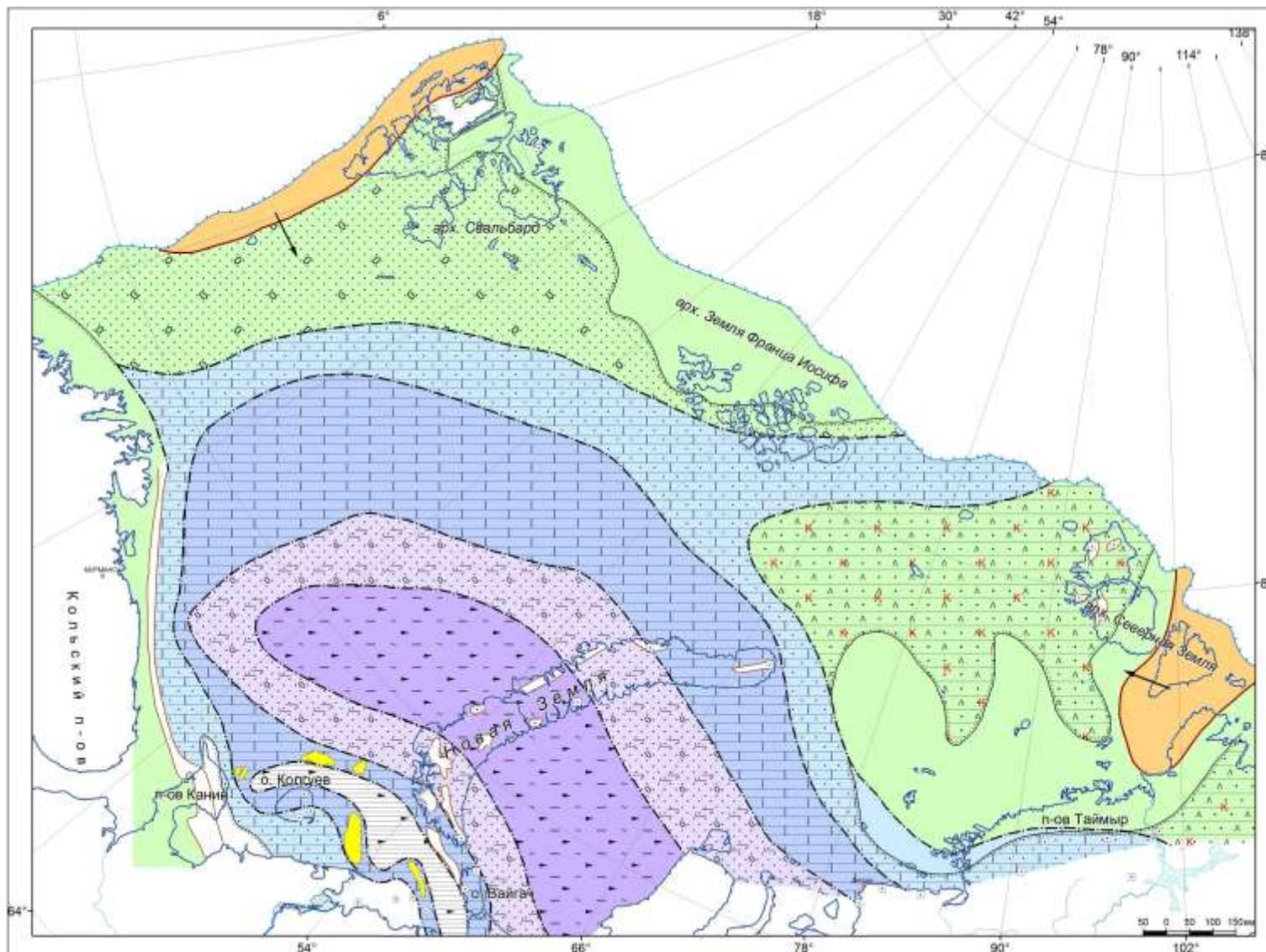


Рис. 3. Литолого-фациальная схема позднедевонского времени Баренцево-Карского региона

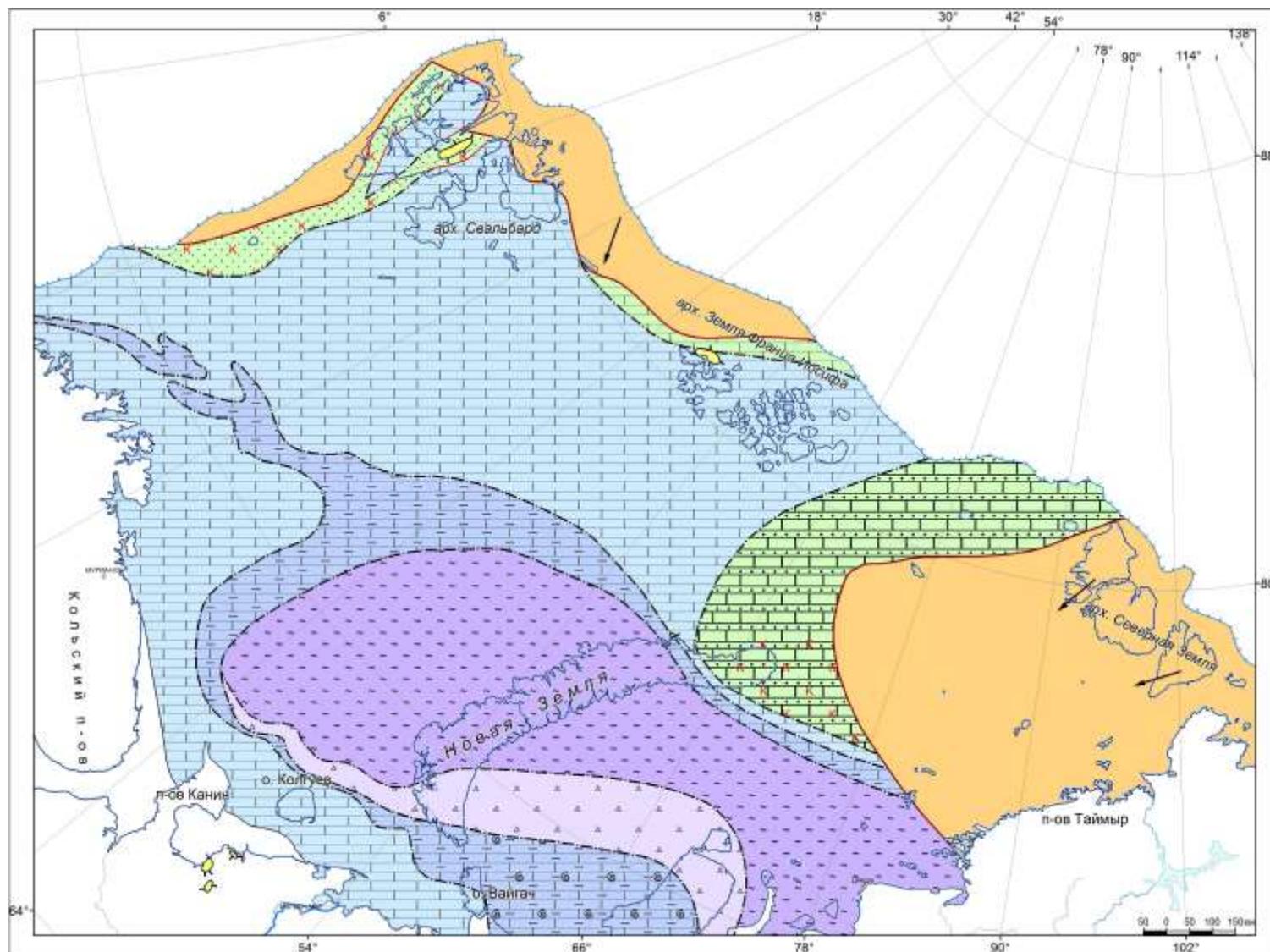


Рис. 4. Литолого-фациальная схема средне-позднекаменноугольного времени Баренцево-Карского региона

На обрамлении Центрально-Новоземельского прогиба в позднедевонское время, проявился синхронный процессам рифтообразования интенсивный континентальный трапповый магматизм. Он был наиболее активен в раннефранское время в западной части континентального обрамления прогиба - на Северном Тимане, в Пешском прогибе, в Печоро-Колвинском авлакогене. Здесь в основании разреза на разновозрастных горизонтах силура - среднего девона залегают лагунно-континентальные и прибрежно-морские песчаники и туфопесчаники мощностью около 300-400 м, вмещающие прослойки пепловых туфов и туффитов и пласты базальтов мощностью от 12 до 50 м. Наибольшее их количество известно на Северном Тимане (не менее 5 покровов с общей мощностью до 165 м).

Позднедевонско-раннепермское время - основной этап становления Печоро-Колвинского авлакогена, расчленившего Тимано-Печорскую плиту на две равные части. До начала перми характер осадконакопления в южном и западном участках обрамления Центрально-Новоземельского прогиба определялся присутствием области размыва на Тимане и конечного водоема стока в Уральском океане. Максимальные мощности отложений формировались в Печоро-Колвинском авлакогене (до 2,5 км) и на перикратонном погружении Большеземельского выступа (до 5 км).

С позднефранского времени эти районы вошли в состав обширного преимущественно карбонатного шельфа. На южной периферии значительную площадь шельфа занимала доманиковая некомпенсированная впадина (см. рис. 3). Наибольших размеров она достигла в семилукское время, позднее ее размеры постепенно сокращались, и впадина отступала к северо-востоку. Вдоль северного и восточного борта Печорской синеклизы она существовала в течение всего франско-турнейского времени [Маргулис, 2008]. Во впадине формировались карбонатно-кремнисто-глинистые отложения, а на бортах - цепочки рифовых построек, отделявшие впадину от зарифовых шельфовых карбонатов.

Тектоно-седиментационная зональность на *позднепалеозойско-раннемезозойском этапе* также была связана с существованием Центрально-Новоземельского прогиба, который с кунгурского яруса проградационно заполнялся обломочным материалом, поступавшим с растущего Уральского орогена (рис. 5). Заполнение прогиба начиналось с формирования у подножья южного континентального склона шлейфа терригенных и обвально-оползневых отложений, описанных в разрезах Новой Земли в качестве кармакульской серии мощностью свыше 2500 м [Повышева, Устрицкий, 1988]. Подобные горизонты олистолитов возникают на континентальных склонах современных пассивных окраин океанов в периоды сейсмической активности при крутизне склона, превышающей 1,5-2°.

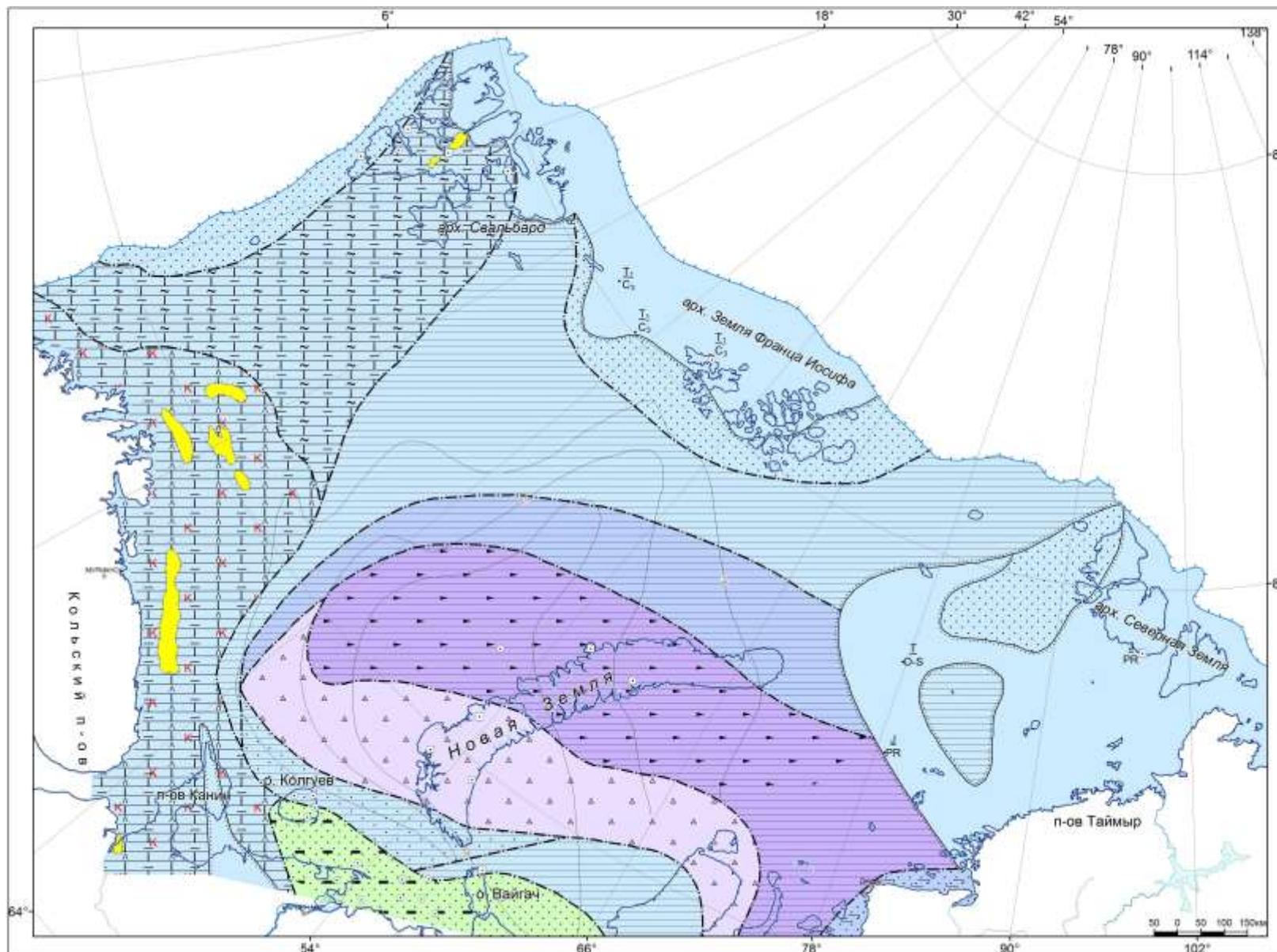


Рис. 5. Литолого-фациальная схема кунгурско-позднепермского времени Баренцево-Карского региона

Верхнюю часть пермского разреза в пределах продвигающегося фронта клиноформ (бритвинская серия мощностью около 2 км) формировали шельфовые ритмичнослоистые терригенные отложения, содержащими редкие остатки двустворчатых моллюсков и колониальных кораллов. В акватории общая мощность пермского разреза достигает 5 км.

В перми обломочным материалом с Уральской области выноса была компенсирована только южная часть глубоководной депрессии, охватывавшей современные Куренцовскую ступень и юг Южно-Баренцевской впадины.

На севере глубоководной депрессии сохранялись условия «седиментационного голода» и пермский разрез здесь представлен толщей глубоководных алевролитов и аргиллитов мощностью 2-3 км, немых, интенсивно пиритизированных, тонкогоризонтальнослоистых. Эта толща изучена скважинами Адмиралтейская-1 и Крестовая-1 на Адмиралтейском валу [Маргулис, 2008]. Шельфовые фации появляются только в татарское время; на них согласно налегают триасовые отложения. В триасовое время завершается существование Центрально-Новоземельского прогиба. Его последним фрагментом в течение триасового периода стал депоцентр осадконакопления и «ловушка» лавинного твердого стока, прогибавшаяся под весом накапливающихся осадков. Осадконакопление происходило в тектонически нестабильной обстановке, в условиях периодической перекомпенсации.

На завершающей триасовой стадии позднепалеозойско-раннемезозойского этапа современный Баренцевоморский шельф развивался под влиянием важнейших геологических явлений - эволюции Южно-Анжуйского залива Палеопацифики и Полярного Урала [Савостин, Натапов, Ставский, 1984; The geological History..., 1986]. Он становится частью крупного седиментационного бассейна, который занимал восточную Гренландию, Баренцево море, южную часть Карского моря и Тимано-Печорский регион [Маргулис, 1986]. Бассейн характеризовался значительными объемами поступавшего терригенного материала, широким спектром условий осадконакопления - от предгорных до глубоководных морских, дифференцированными условиями прогибания. Посттриасовыми тектоническими движениями единство бассейна было нарушено, а его западная (гренландская) часть практически полностью эродирована [Kasli, 1989]. Глубоководная область триасового бассейна с некомпенсированным осадконакоплением располагалась в пределах платформы Свальбард и раскрывалась в направлении Палеопацифики (рис. 6). Мощность триасовых отложений глубоководной части бассейна колеблется в пределах – 0,2-1,0 км. Характерными чертами этих отложений являются тонкообломочное строение, обилие фауны аммонитов, брахиопод и двустворок и значительная доля битуминозных аргиллитов, содержащих фосфоритовые конкреции и планктон. В направлении к центральным частям глубоководной области объем этих аргиллитов в разрезе и их возрастной диапазон увеличивается.

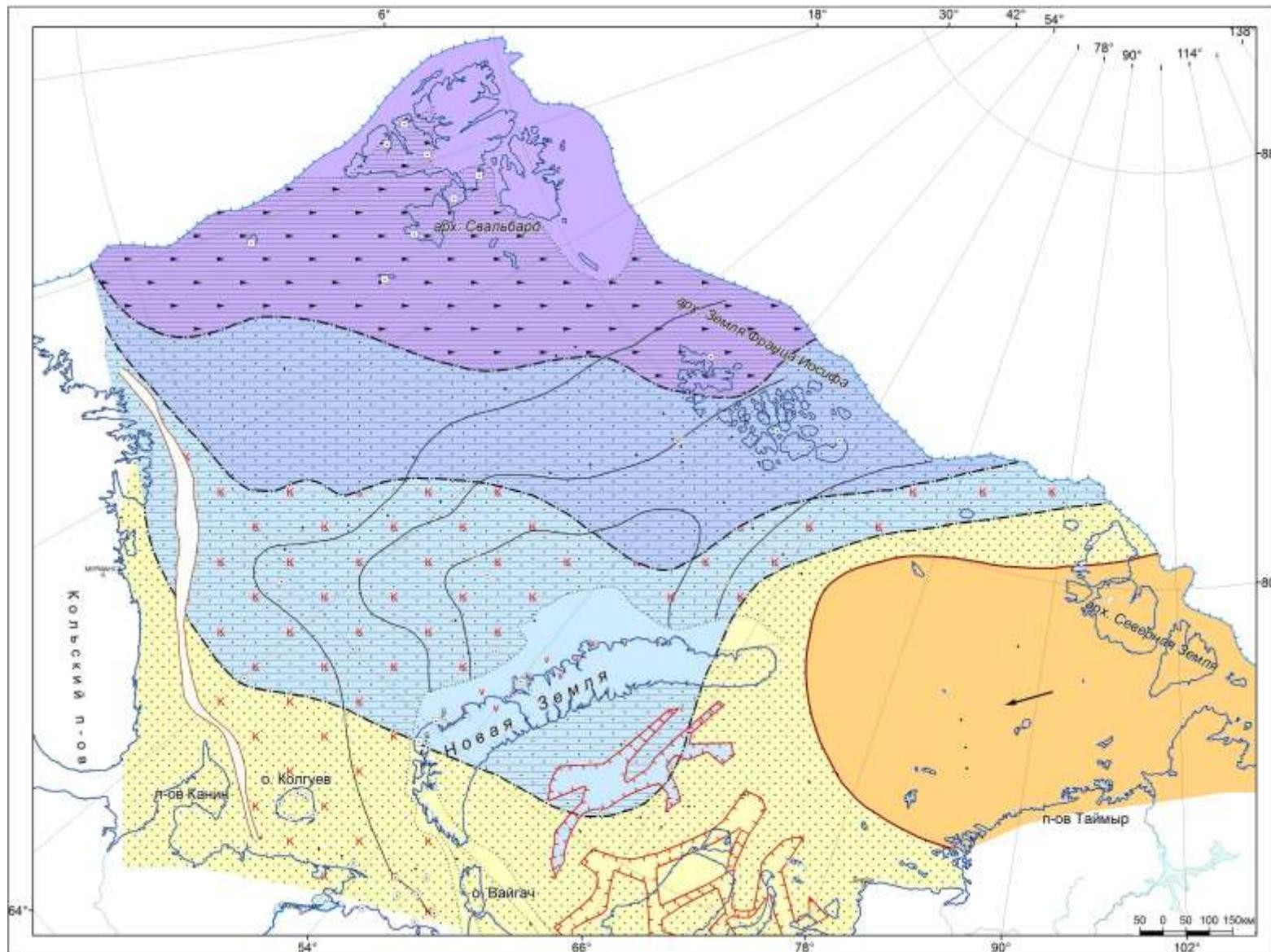


Рис. 6. Литолого-фациальная схема среднетриасового времени Баренцево-Карского региона

Восточная внешняя граница глубоководной области выражена бровкой континентального палеошельфа и клиноформами у подножия палеосклона [Mork, Embry, Weitschat, 1989], фиксирующими транспортировку обломочного материала с востока и юго-востока. Область палеошельфа охватывает на современном Баренцевом море северную и юго-западную части современного Восточно-Баренцевского мегапрогиба и восток Западно-Баренцевского прогиба. В разрезе триасовых отложений палеошельфовой области мощностью до 3,5-4 км преобладают сероцветные песчано-алевритовые породы с разнообразной морской фауной [Маргулис, 2008], с клиньями горизонтов тонкообломочных битуминозных пород, характерных для соседней глубоководной области. Южная часть Баренцевоморского региона в триасовое время являлась областью лагунно-континентального и континентального осадконакопления; область континентальных молассоидных отложений «прижимается» к Уралу. Наибольшие мощности триасовых отложений (до 5-6 км) здесь связаны с депоцентром, унаследованным от Центрально-Новоземельского прогиба. Вероятно, в позднем триасе намечаются контуры будущего Восточно-Баренцевского мегапрогиба. Они фиксируются широкой полосой (около 250 км) интенсивного проявления траппового магматизма. Первые проявления магматической деятельности обнаруживаются в пермско-нижнетриасовых слоях в зоне интенсивного компенсационного прогибания. Эта же зона была ареной триасового вулканизма (см. рис. 6).

На *мезозойском (юрско-меловом) этапе* Баренцевский регион испытал кардинальную тектоническую перестройку. На рубеже триаса и юры происходит становление новоземельских киммерид и Восточно-Баренцевского мегапрогиба, ортогонально наложившихся на более древние структуры. Новоземельский ороген и смежный мегапрогиб - элементы крупнейшей геодинамической системы, образование которых сопровождалось внедрением глубинного вещества планеты и, возможно, существенной переработкой земной коры в пределах мегапрогиба [Маргулис, Маргулис, 1990]. Формирование этих структур сопровождалось магматизмом: в Новоземельской области - гранитоидами, в мегапрогибе - силлами диабазов. Воздымающийся ороген смещал осадочные депоцентры к западу. Юрско-нижнемеловые отложения образуют обширный плитный покров, повсеместно распространенный в разрезах современного шельфа и перекрывающий различные горизонты более древних образований. Масштаб предъюрского несогласия сокращается к депоцентрам бассейнов за счет появления все более древних горизонтов юры. Юрские отложения, как правило, состоят из двух толщ: нижне-среднеюрской, преимущественно песчаной мощностью 0,3-1,5 км и верхнеюрской существенно глинистой мощностью 0,02-150 м. Практически вся площадь Восточно-Баренцевского мегапрогиба и Свальбардской платформы в юрское время была занята крупными дельтовыми системами,

продвигавшимися от Уральского и Новоземельского орогенов с юго-востока и востока и от Шпицбергена [Маргулис, Маргулис, 1990; Faleide, Gudlaugsson, 1981] с северо-запада в достаточно глубоководный бассейн. Наиболее глубоководные условия существовали на западе Южно-Баренцевской впадины в районе скважин Северо-Мурманские 1-2 и Арктическая-1 в кимеридж-волжское время [Маргулис, 1989a]. Волжское время - период наибольшего распространения относительно глубоководных битуминозных глин, практически повсеместно развитых в Восточно-Баренцевском мегапрогибе (рис. 7). В восточной краевой части Восточно-Баренцевского мегапрогиба верхневолжский глинистый горизонт с отчетливым несогласием трансгрессивно перекрывает более древние юрские толщи, а в Приновоземельской зоне дислокаций ложится на различные горизонты триаса. Вероятно, позднеюрская трансгрессия абрадировала и палеозойские отложения Новой Земли, где ее распространение фиксируется многочисленными глыбами с позднеюрской фауной. Судя по несогласиям между нижней и средней юрой, юрой и мелом в Приновоземелье, Новоземельский ороген последовательно воздымался в течение всего юрско-мелового этапа, формируя восточный борт Восточно-Баренцевского мегапрогиба [Маргулис, Маргулис, 2004].

Позднекимерийская фаза тектонической активности вызвала воздымание почти всех крупных положительных структурных элементов и способствовала сохранению и углублению волжской глубоководной впадины, заполнившейся в неокоме мощным конусом выноса (рис. 8).

Юрско-меловые отложения Баренцева моря генетически и пространственно связаны с чехлами молодых плит Западной Сибири, Норвежского и Северного морей. Во всех этих регионах юрско-меловой плитный чехол начинается с разнообразных ниже-среднеюрских образований. Характерна для них также верхнеюрская глинистая толща, связанная с обширной трансгрессией. В верхней части юрских отложений выделяется формация «черных битуминозных глин» и горючих сланцев (баженовская свита Западной Сибири, кимеридж-волжские «глины» Баренцева моря, оксфорд-волжские «горячие» сланцы Северного моря). Неокомские толщи бокового наращивания и заполнения этих впадин занимают обширные пространства Баренцева, Карского морей и Западной Сибири.

Кайнозойский этап развития Баренцевского региона характеризуется общим доплиоценовым подъемом и эрозией. Отсутствие осадков позднемелового возраста на обрамлении Восточно-Баренцевского мегапрогиба и повсеместно палеогеновых свидетельствует о продолжительном воздымании и преобладании процессов эрозии в олигоцен - неогеновое время. Размыв в различных частях акватории затрагивает отложения от верхних горизонтов мела до среднего триаса включительно.

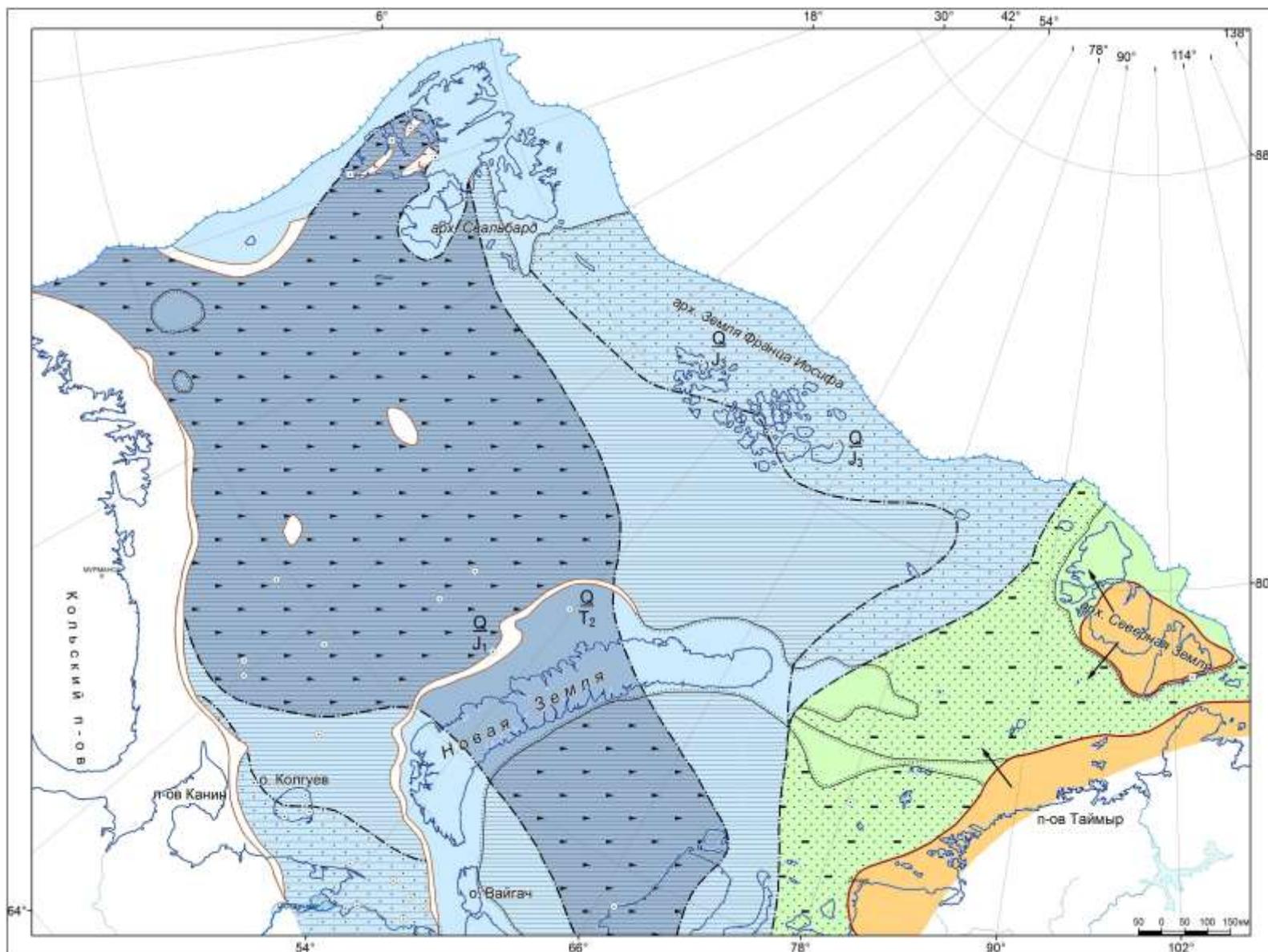


Рис. 7. Литолого-фациальная схема позднеюрского времени Баренцево-Карского региона

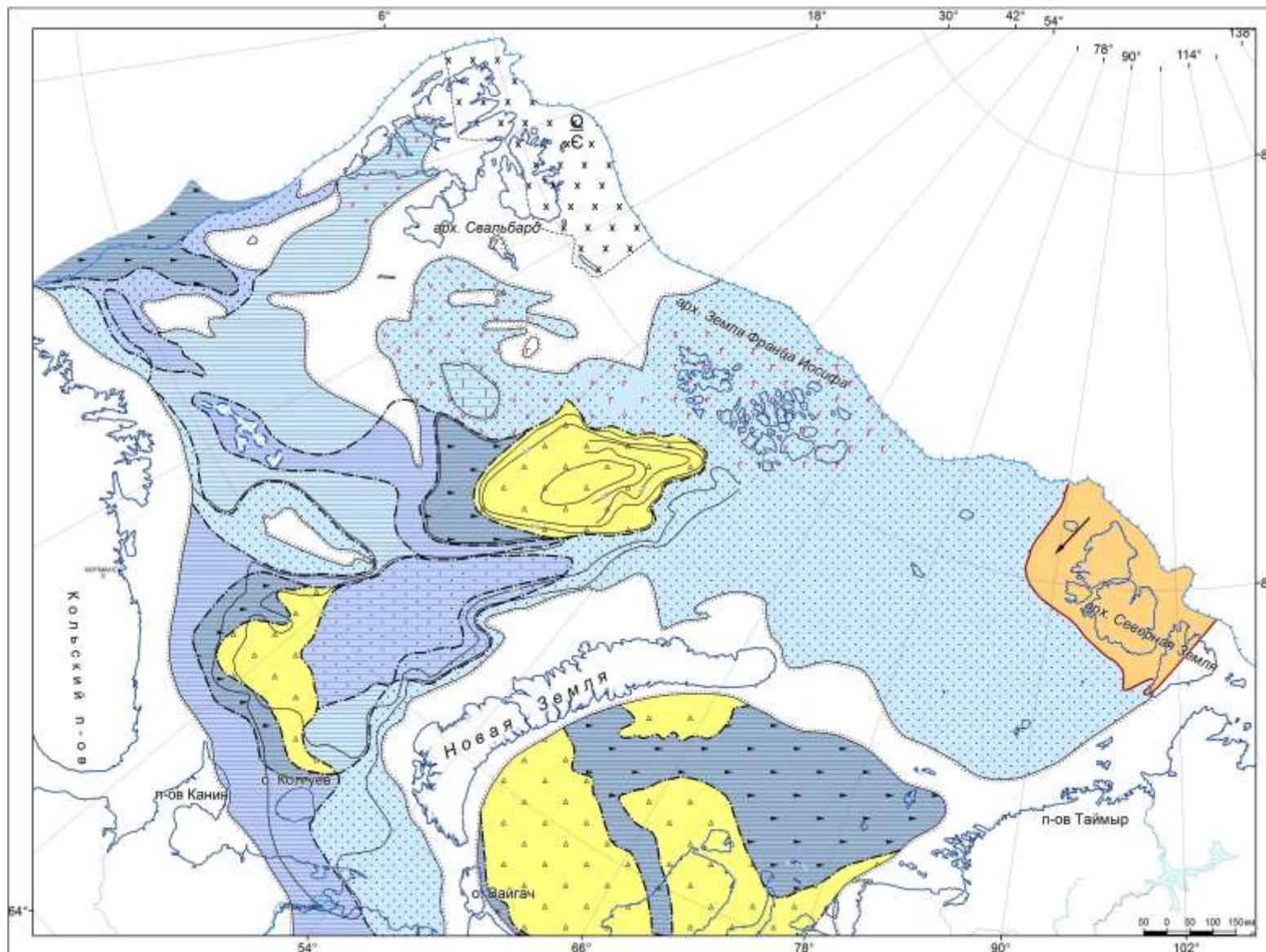


Рис. 8. Литолого-фациальная схема раннемелового времени (неокома) Баренцево-Карского региона

Глубина размыва составляет от 200 до 600 м в Южно-Баренцевской впадине и Штокмановско-Лунинском пороге и достигает 1000 м в сопредельных районах [Faleide, Gudlaugsson, 1981; Zigler, 1988]. Эродированная суша поставляла обломочный материал во впадины на краю материка и в приокеанический бассейн Полярной Атлантики.

### **Карское море**

Недра южной и северо-восточной частей Карского моря характеризуются различным строением и представлены северным окончанием западносибирского осадочного бассейна на юго-западе и северокарским осадочным бассейном на северо-востоке, имеющими различную геологическую историю.

### **Южно-Карская акватория**

Южная акватория Карского моря в течение позднедевонско-раннетриасового времени имела общую историю с Южно-Баренцевской впадиной современного Баренцева моря и прилегающими районами Западной Сибири [Маргулис, Маргулис, 1990].

Период общей истории южных акваторий Баренцева и Карского морей был завершён закрытием Уральского океана, складчатыми деформациями накопившихся осадков и пенепленизацией региона.

Пермско(?) -среднетриасовый этап осадконакопления сопровождался рифтогенезом и интенсивной вулканической деятельностью, зафиксированной на Новой Земле и в триасовых отложениях, вскрытых скважинами на севере Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Сформированные в грабенообразных прогибах пермско(?) -нижне-среднетриасовые отложения, образуют параплатформенный (тафрогенный) комплекс и достигают мощности 3-4 км. Геолого-геофизические данные свидетельствуют об их преимущественно вулканогенно-осадочном составе. На северных территориях Западно-Сибирского осадочного бассейна, где расположена Обь-Тазовская фациальная область триасовых отложений, рифтогенные триасовые отложения вскрыты Тюменской сверхглубокой скв. СГ-6 на глубинах 6012-7502 м [Сурков, 1996]. Они датируются индским - раннеладинским временем и представлены нижне-среднетриасовыми горизонтами базальтов, вмещающими прослойки туфов, туффитов и углистых аргиллитов. Среднетриасовые (анизийские-среднеладинские) отложения сложены переслаиванием туфов, туффитов, граувакковых песчаников и аргиллитов и содержат в верхней части пласты базальтов.

Вышележащие средне-верхнетриасовые отложения, вскрытые Тюменской сверхглубокой скв. СГ-6, имеют грубообломочный состав, континентальный облик и входят в состав плитного чехла.

Плитный чехол, представленный отложениями среднетриасово-четвертичного возраста, плащеобразно перекрывает нижележащие образования. Его мощность по

сейсмическим данным колеблется от 300 м до 10 км. Сопоставление структурных планов различных стратиграфических уровней разреза плитного чехла показывает, что его отложения наследуют моноклиналиное погружение кровли тафrogenного комплекса к центру Южно-Карской впадины и все ее структурные осложнения [Иванова и др., 2011]. Наиболее погружена Пухучанская впадина, в нижней части осадочного чехла которой предполагается присутствие тафrogenных отложений перми-триаса [Маргулис, Федоров, 1984], кровля которых расположена на 7 км, а их толщина во впадине составляет 6,5 км. Мощность осадочного чехла впадины достигает 13 км. Вероятно, Пухучанская впадина является реликтом пермско-триасовой рифтовой системы Западно-Сибирского осадочного бассейна [Вержбицкий и др., 2012].

Область резкого сокращения мощности плитного комплекса прослеживается полосой в 50-75 км вдоль Пайхой-Новоземельской складчатой области. Для этой области характерен глубокий эрозионный размыв отложений верхней юры – нижнего мела до верхнемеловых включительно, связанный со становлением Пайхой-Новоземельского орогена.

Таким образом, формирование плитного чехла началось с поздне триасового погружения пенепленизированной суши и накопления поздне триасовых, юрских и меловых толщ. Судя по результатам сейсмостратиграфического анализа, в ниже-среднеюрское время на современной южной акватории Карского моря существовал мелководно-морской бассейн, накапливались ритмично-слоистые пески, алевриты, глины мощностью 1,5-2,0 км.

Они представлены серией субпараллельных отражающих горизонтов группы Т, которые последовательно выклиниваются к поверхности посттриасового размыва или к складчатому основанию. Кровля юрских отложений выходит на дно моря вблизи Новой Земли, во впадинах погружается до 4500 м, мощность юрских отложений максимальна в Пухучанской впадине, где составляет около 2800 м.

Конец юрского времени характеризуется распространением в центральной части Западно-Сибирского ОБ некомпенсированного морского бассейна с глубиной моря около 700 м, где сформировалась битуминозно-глинистая толща, мощностью 200-250 м. На южно-карской акватории в кровле юрских отложений она уверенно идентифицируется по сейсмической выразительности волнового поля.

В неокомское время некомпенсированная верхнеюрская впадина клиноформно заполнялась осадками, мощностью от 200 до 1900 м, предположительно поставлявшимися с воздымающейся Новой Земли и Северо-Сибирского порога.

Сейсмическими наблюдениями (Е.А. Васильева, 2008 г.) установлено как северо-восточное и восточное, так и северо-западное и западное падение и омоложение клиноформ. Клиноформы веерообразно наложены друг на друга, характеризуются подошвенным

прилеганием к кровле юрских глин. Их встречное падение фиксирует наличие субмеридиональной некомпенсированной впадины, осевая часть которой расположена в районе Ленинградского месторождения. Наблюдаемые также клиноформы южной ориентировки имеют незначительное распространение в непосредственной близости к северному окончанию Новой Земли. Общая мощность неокомской толщи в клиноформных зонах составляет 900-1700 м и сокращается до 200 м в Припайхойско-Приновоземельской моноклинали [Мартиросян, Васильева, 2004].

Неокомский комплекс, вскрытый скважинами на п-ове Ямал, сложен ритмичным чередованием глин, алевролитов и песчаников верхнего берриаса, валанжина и нижнего готерива; в основании разреза залегают нижнеберриасовые морские глины. Мощность неокомских отложений на п-ове Ямал и прилегающей акватории достигает 900 м.

В акватории неокомский (берриас-готеривский) комплекс в полном объеме вскрыт скв. 1 на о. Свердруп в интервале 1260-1456 м, где он характеризует зону некомпенсированной впадины. Здесь его мощность составляет 196 м. Верхняя часть разреза – 1270-1320 м (верхний валанжин-готерив) – представлена преимущественно крупнозернистыми алевролитами с пятнами и линзами глинистого, алевролитового и песчаного материала, с ходами илоедов. Алевролиты содержат мелкий растительный детрит, редкую фауну двустворчатых моллюсков, многочисленные фораминиферы и пластовые известково-карбонатные конкреции. В основании этой части разреза залегают глины как хорошо отмученные, так и слоистые, обогащенные алевролитовым и песчаным материалом

Нижележащая валанжинско-берриасовая часть неокома характеризуется однородным составом и сложена преимущественно темно-серыми аргиллитоподобными глинами. Глины интенсивно пиритизированы, вмещают пиритизированные водоросли, мелкие конкреции пирита, обильную фауну (аммониты, белемниты, пелециподы, гастроподы) плохой сохранности.

Разрез баррем-маастрихтских отложений характеризуется перемежаемостью неглубоких морских и континентальных фаций. Наиболее крупная регрессия моря произошла в барреме-апте (мощность баррем-аптских отложений составляет 150-850 м). В альб-сеномане, в отличие от преимущественно континентальных условий осадконакопления на территории Западной Сибири, в акватории существовал мелководно-морской бассейн, окраина которого фиксируется у поднятий Новой Земли и Северо-Сибирского порога.

Альб-сеноманские отражения на акватории представлены двумя разнопостроенными толщами - альбской, имеющей косослоистое клиноформное строение, и сеноманской, характеризующейся субпараллельным горизонтальным наслоением. Альбская толща, вскрытая скважинами Ленинградского и Русановского месторождений в разных частях

клиноформы, характеризуется различным строением. На Русановском месторождении она имеет мощность около 200 м и представлена глинами с единичными прослоями песчаников в кровле. В разрезе Ленинградского месторождения верхняя половина альбской толщи содержит мощные пласты песчаников, к которым и приурочены залежи газа. Мощность альбской толщи Ленинградского месторождения превышает 300 м. Общая мощность нижнемеловых отложений на акватории Южно-Карской нефтегазоносной области достигает 3 км.

Сеноманская толща мощностью от 531 до 683 м сложена переслаиванием прибрежно-морских слабосцементированных песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями глин. С песчаными пластами сеномана связаны многочисленные залежи УВ, расположенные в акватории Обской губы, Северо-Каменномысского, Каменномысского, Антипаютинского, Семаковского и Тота-Яхинского месторождений.

Постсеноманское (турон-олигоценное) время характеризуется в пределах южно-карской акватории условиями периодически осушаемой окраины мелководно-морского бассейна, располагавшегося на территории Западной Сибири, где в туроне сформировалась глинистая толща мощностью около 1000 м.

Таким образом, фанерозойская история накопления осадочной толщи в пределах южно-карской акватории была связана с существованием относительно глубоководного позднедевонско-триасового прогиба, пермско(?)-триасовым рифтогенезом, сопровождаемым активным вулканизмом, и продолжительным юрско-меловым прогибанием.

### **Северо-Карская акватория**

Северо-Карская акватория на современной Северо-Карской плите с юго-востока окаймлена Североземельско-Таймырской складчатой областью, захватывающей восточную часть островов Октябрьской Революции, Комсомолец и Большевик архипелага Северная Земля. От Южно-Карской синеклизы ее отделяет Северо-Сибирский порог. Для строения плиты характерны постепенное «вырождение» с запада на восток мезозойских отложений, ступенчатое воздымание кристаллического фундамента до 2-3,5 км и широкое распространение палеозойских толщ. Несогласное залегание триасовых образований, постепенное выклинивание нижних горизонтов и последовательное сокращение мощности этих отложений фиксируют продолжительный предтриасовый перерыв, сопровождаемый значительным размытием подстилающих девонско-каменноугольных отложений. Общая мощность осадочного чехла достигает 10-14 км.

Поскольку на большей части плиты палеозойский интервал осадочного чехла изучен слабо, история формирования палеозойской части чехла может быть представлена весьма условно. Палеозойские толщи (венд-пермские?) образуют нижний структурный ярус чехла,

мощностью 5-8 км, представленный скорее всего терригенно-карбонатными и карбонатными (верхнедевонско-каменноугольными) отложениями. В разрезе девона-карбона на временных разрезах на нескольких стратиграфических уровнях идентифицируются органогенные постройки; последние свидетельствуют достаточно определенно, что на этих стратиграфических уровнях девонско-каменноугольные отложения накапливались в пределах карбонатной платформы в мелком море.

На юго-востоке Северо-Карской плиты палеозойские (ордовик-девонские) толщи обнажены на о. Пионер и западной части острова Большевик архипелага Северная Земля. Здесь в отложениях ордовика-силура преобладают мелководно-морские известняки и песчаники, периодически сменяющиеся сульфатно-карбонатными гипсоносными толщами. Мощность разреза возрастает с запада на северо-восток от 1200 до 5000 м и более. В девонское же время условия осадконакопления резко сменяются на лагунные и континентальные, формируются мощные красноцветные толщи (до 3000 м), сходные с девонским Древним Красным Песчаником (Old Red Sandstone) северо-запада Европы и Шпицбергена. В конце позднего девона - начале карбона произошло общее воздымание и складчатость, надолго превратившие Североземельскую область в область размыва.

Верхний структурный ярус сформирован мезозойскими терригенными отложениями. Базальная триасовая толща, постепенно выклинивающаяся в восточном направлении, была значительно размыва в посттриасовое время и характеризуется небольшими мощностями. Юрские и меловые отложения, залегающие на эродированной поверхности триаса, сохраняют с ним структурное единство. Юрская толща также обладает сокращенными мощностями от 100 до 300 м, не превышающими в депрессионных зонах 500 м. Можно предположить, что ее нижне-среднеюрская часть сложена преимущественно песчаниками, в подошве возможны более грубообломочные горизонты; верхняя юра - существенно глинистая.

Нижнемеловые толщи на поднятиях имеют мощность 500-1000 м; в наиболее погруженных участках она достигает 1200 м и, в целом, сокращается к юго-востоку. Характерным для строения этой толщи является клиноформное строение ее берриасготеривской части. Клиноформы распространялись с юго-востока на северо-запад, и максимальная мощность этих отложений достигает 700 м.

В целом, Северо-Карский регион в триас - меловое время представлял собой озерно-аллювиальную равнину, периодически заливаемую морем. В триасовый и юрский периоды эта область, очевидно, служила преимущественно транзитной зоной, по которой обломочный материал поступал в Восточно-Баренцевский мегапрогиб, а осадконакопление шло лишь в активно развивавшихся впадинах и грабенах. В раннемеловое время в регионе накапливается

маломощный чехол.

Главная область сноса для мезозойского этапа осадконакопления располагалась в пределах Североземельской области.

Таким образом, тектонические, седиментологические и климатические условия палеозойско-мезозойского времени привели к возникновению в пределах Баренцево-Карского региона мощного осадочного чехла (верхняя, позднепалеозойско-мезозойская, часть которого в наиболее погруженных впадинах достигает по геофизическим данным 10-15 км), обладающим уникальными условиями для формирования богатейшего УВ потенциала.

Существование позднепалеозойского глубоководного рифтового прогиба, позднепалеозойских и мезозойских некомпенсированных «голодных» впадин обусловили накопление битуминозно-глинисто-кремнистых ( $D_3-C_1$ ,  $P_{1-2}$  – Баренцево море) и битуминозно-глинистых толщ ( $T_2$  – Баренцево море,  $J_3$  – Баренцево море и южная часть Карского) – главных нефтематеринских свит региона. Развитие на бортах карбонатных платформ рифовых барьеров и одиночных рифов ( $D_3-C_1$  – Печорское море) и многочисленных карбонатных построек ( $C_{2-3}$ ,  $P_1$  – Печорское море, западная часть Баренцева моря) определило распространение высокеемких ловушек в карбонатных отложениях. В областях лавинного осадконакопления ( $P_1$ ,  $T_3$ ) сформировались мощные региональные резервуары, а широкое распространение клиноформно построенных толщ ( $P_2$ ,  $T_1$ ,  $K_1$ ) обусловило возникновение крупных литологических ловушек, соседствующих с глинистыми и битуминозно-глинистыми дистальными слоями клиноформ. Эпохи региональных перерывов определили возникновение протяженных зон качественных коллекторов в выветрелых приповерхностных отложениях ( $D_1$  – Печорское море;  $T_1$  – север Западной Сибири).

Строение, геологическая эволюция и нефтегеологические особенности Баренцево-Карского региона свидетельствуют о его высоком УВ потенциале, еще слабо изученном, но уже подтвержденном открытием крупных нефтяных (им. Р. Требса, Медынского-море, Долгинского) и уникальных газовых месторождений (Штокмановского, Русановского, Ленинградского).

### Литература

*Андреева И.А., Бондарев В.И., Ершов Ю.П., Соболев Н.Н., Щеколдин Р.А.* Нижний и средний палеозой губы Грибовой-губы Безымянной (северо-западная часть Южного острова Новой Земли) // Геология и стратиграфия Новой Земли. – Л.: НИИГА, 1979. – С. 38-53.

*Вержбицкий В., Косенкова Н., Ананьев В., Малышева С., Васильев В., Мурзин Р., Комиссаров Д., Рослов Ю.* Геология и углеводородный потенциал Карского моря // Oil and Gas Journal. – 2012. – № 1-2. – С. 48-55.

*Дараган-Суцова Л.А.* Строение осадочного чехла сверхглубоких впадин Баренцево-Карской плиты // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб. – ВНИИОкеангеология. – 1998. – Вып. 2. – С. 108-117.

*Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В., Городницкий А.М.* Палеозойские океаны: попытка абсолютных реконструкций // Тр. 27-го Междунар. геол. конгресса. Палеоокеангеология. Коллоквиум 03. - М.: Наука, 1984. - Т. 3. – С. 35-45.

*Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. - Кн. 2 – М.: Недра, 1990. – 334 с.

*Иванова Н.М., Беляев И.В., Дружинина Е.А., Левчук О.В., Сахань Ю.В.* Результаты сейсмических исследований в Юрацко-Гыданском мелководье и южной части Карского шельфа // RAO/CISoffshore. – СПб., 2011. – С. 174-178.

*Маргулис Е.А.* Основные черты формирования триасовых отложений Арктики // Результаты морских геолого-геофизических исследований. – Рига: ВНИИморгео, 1986. С. 12-22.

*Маргулис Е.А.* Строение, состав и условия образования юрского перспективного нефтегазоносного комплекса Баренцева моря // Тектоника и нефтегазоносность шельфа морей СССР. – Рига: ВНИИморгео, 1989а. – С. 15-24.

*Маргулис Е.А.* Факторы формирования уникального Штокмановско-Лудловского узла газонакопления в Баренцевом море // Нефтегазовая геология. Теория и практика. - 2008. - Т.3. - №2. - [http://www.ngtp.ru/rub/5/17\\_2008.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/5/17_2008.pdf)

*Маргулис Е.А., Маргулис Л.С.* Главные этапы формирования осадочного чехла Баренцева моря // Результаты морских геолого-геофизических работ на нефть и газ. – Рига: ВНИИморгео, 1990. – С. 17-24.

*Маргулис Е.А., Маргулис Л.С., Таныгин И.А.* Углеводородные системы Баренцева моря в связи с прогнозом крупных месторождений // Настоящее и будущее сырьевой базы морской нефтегазоносной промышленности России: сб. тезисов докладов Международной научно-практической конференции. – СПб.: Недра, 2004. – С. 23-25.

*Маргулис Л.С.* Основные черты строения и нефтегазоносности осадочного чехла континентальной окраины Арктики // Тектоника и нефтегазоносность шельфа морей СССР. – Рига: ВНИИморгео, 1989б. - С. 3-9.

*Маргулис Л.С., Григоренко Ю.Н., Маргулис Е.А.* Южно-Баренцевская зона глубинных разломов – шовная зона Тимано-Печорского и Баренцевского мегаблоков // Актуальные

проблемы геологии Баренцево-Карского шельфа и прилегающей суши. – СПб., 1997. - С. 42-43.

*Маргулис Л.С., Маргулис Е.А.* История формирования и нефтегазоносность Баренцевоморского региона // Тез. докл. Международной конференции «Нефть и газ арктического шельфа – 2004» – Мурманск, 2004. – С. 19-21.

*Маргулис Л.С., Федоров В.В.* Тектоника дна Баренцева моря // Геология и нефтегазоносность шельфа морей СССР. – Рига: ВНИИморгео, 1984. – С. 13-20.

*Мартиросян В.Н., Васильева Е.А.* Перспективы нефтегазоносности Приамальского шельфа Карского моря в свете результатов сейсморазведочных работ МОВ ОГТ // «ООО Газфлот» - 10 лет на арктическом шельфе. – М., 2004. – С. 130-139.

*Нехорошева Л.В., Патрунов Д.К.* Разрез верхнесилурийских-девонских отложений залива Медвежий на Северном острове Новой Земли // Геология и стратиграфия Новой Земли. Л.: НИИГА, 1979. – С. 53-82.

*Повышева Л.Г., Устрицкий В.И.* Фациальная зональность в верхнепермских осадках на Новой Земле // Литология и полезные ископаемые. – 1988. - № 4. – С. 105-111.

*Савостин Л.А., Натанов Л.М., Ставский А.П.* Мезозойская палеогеодинамика и палеогеография Арктического региона // 27-й Международный геологический конгресс. Палеоокеанология. – Т. 3. – М.: Наука, 1984. - С. 172-187.

*Сурков В.С.* Рифтогенез и нефтегазоносность бассейнов Сибири // Геология нефти и газа. – 1996. - № 19. - С. 33-36.

*Bruce J.R., Abrahamson P.* Paleozoic exploration models of the East Finnmark Shelf / Seismic Stratigraphy on the Barents Sea Region. – Murmansk: 1989. pp. 85-93.

*Faleide J.I., Gudlaugsson S.T.* Geology of the Western Barents sea // Department of geology, University of Oslo. 1981. pp. 155.

*Kasli K.* Triassic seismic / sequence stratigraphy in the Norwegian Barents Sea / Seismic stratigraphy on the Barents Sea Region. – Murmansk: 1989. pp. 117-137.

*Mork A., Embry A.F., Weitschat W.* Triassic transgressive – regressive cycles in the Sverdrup Basin, Svalbard and Barents Shelf / Seismic Stratigraphy on Barents Sea Region. – Murmansk: 1989. pp. 59-76.

The geological History of Svalbard. Editor Ole J. Aga // Stavanger: - 1986. pp. 121

*Zigler P.A.* The Old Red Continent / N.J. McMillan, A.F. Embry, D.J. Glass (eds) // Devonian of the World. Vd I. – Can: Soc. Petrolm geol. – Mem. 14. – 1988. pp. 15-48.

**Margulis E.A.**

All-Russia Petroleum Research Exploration Institute (VNIGRI), St. Petersburg, Russia, [ins@vnigri.ru](mailto:ins@vnigri.ru)

## HISTORY OF FORMATION OF SEDIMENTARY COVER OF THE BARENTS-KARA REGION

*The history of formation of the sedimentary cover of the Barents-Kara region was interpreted on the basis of the latest drilling and seismic data and palinspastic reconstructions. Seven lithofacial maps are presented.*

**Keywords:** oil and gas potential, lithofacial reconstruction, Paleozoic and Mesozoic sediments, Barents and Kara Seas.

### References

Andreeva I.A., Bondarev V.I., Ershov Yu.P., Sobolev N.N., Shchekoldin R.A. *Nizhniy i sredniy paleozoy guby Gribovoy-guby Bezymyannoy (severo-zapadnaya chast' Yuzhnogo ostrova Novoy Zemli)* [Lower and Middle Paleozoic of Gribovaya Bay – Bezymyannaya Bay (north-western part of the South Island of New Territory)]. In: *Geologiya i stratigrafija Novoj Zemli*. Leningrad: NIIGA, 1979, p. 38-53.

Bruce J.R., Abrahamson P. Paleozoic exploration models of the East Finnmark Shelf. *Seismic Stratigraphy on the Barents Sea Region*. Murmansk, 1989, p. 85-93.

Daragan-Sushchova L.A. *Stroenie osadochnogo chekhla sverkhglubokikh vpadin Barentsevo-Karskoy plity* [The structure of the sedimentary cover of ultra-deep basins of the Barents-Kara plate]. In: *Geologo-geofizicheskie harakteristiki litosfery Arkticheskogo regiona*. Saint Petersburg. VNIIOkeangeologija, 1998, vol. 2, p. 108-117.

Faleide J.I., Gudlaugsson S.T. *Geology of the Western Barents sea*. Department of geology, University of Oslo, 1981, p. 155.

Ivanova N.M., Belyaev I.V., Druzhinina E.A., Levchuk O.V., Sakhan' Yu.V. *Rezultaty seismicheskikh issledovaniy v Yuratsko-Gydanskom melkovod'e i yuzhnoy chasti Karskogo shel'fa* [The results of seismic surveys in Yuratsko-Gydan shallow water and southern Kara shelf]. RAO/CISoffshore. Saint Petersburg, 2011, p. 174-178.

Kasli K. Triassic seismic / sequence stratigraphy in the Norwegian Barents Sea. *Seismic stratigraphy on the Barents Sea Region*. Murmansk, 1989, p. 117-137.

Margulis E.A. *Faktory formirovaniya unikal'nogo Shtokmanovsko-Ludlovskogo uzla gazonakopleniya v Barentsevom more* [Factors of formation a unique Shtokman-Ludlovsky gas accumulation node in the Barents Sea]. *Neftegazovaya geologiya. Teorija i praktika*, 2008, vol. 3, no. 2, available at: [http://www.ngtp.ru/rub/5/17\\_2008.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/5/17_2008.pdf)

Margulis E.A. *Osnovnye cherty formirovaniya triasovykh otlozheniy Arktiki* [The main features of the formation of Triassic sediments of the Arctic sea]. In: *Rezultaty morskikh geologo-geofizicheskikh issledovaniy*. Riga: VNIImorgeo, 1986, p. 12-22.

Margulis E.A. *Stroenie, sostav i usloviya obrazovaniya yurskogo perspektivnogo neftegazonosnogo kompleksa Barentseva morya* [Structure, composition and conditions of formation of the Jurassic oil and gas prospective complex in the Barents Sea]. In: *Tektonika i neftegazonosnost' shel'fa morey SSSR*. Riga: VNIImorgeo, 1989, p. 15-24.

Margulis E.A., Margulis L.S. *Glavnye etapy formirovaniya osadochnogo chekhla Barentseva morya* [The main stages of the formation of the sedimentary cover of the Barents Sea]. In: *Rezultaty morskikh geologo-geofizicheskikh rabot na neft' i gaz*. Riga: VNIImorgeo, 1990, p. 17-24.

Margulis E.A., Margulis L.S., Tanygin I.A. *Uglevodorodnye sistemy Barentseva morya v svyazi s prognozom krupnykh mestorozhdeniy* [Hydrocarbon systems in the Barents Sea in connection with the forecast of large deposits]. In: *Nastoyashchee i budushchee syr'evoy bazy*

morskoy neftegazonosnoy promyshlennosti Rossii: proceedings of reports of International Scientific Conference. Saint Petersburg: Nedra, 2004, p. 23-25.

Margulis L.S. *Osnovnye cherty stroeniya i neftegazonosnosti osadochnogo chekhla kontinental'noy okrainy Arktiki* [The main features of the structure and petroleum potential of the sedimentary cover of the Arctic continental margin]. In: *Tektonika i neftegazonosnost' shel'fa morey SSSR*. Riga: VNIImorgeo, 1989, p. 3-9.

Margulis L.S., Fedorov V.V. *Tektonika dna Barentseva morya* [Tectonics of the bottom of the Barents Sea]. In: *Geologiya i neftegazonosnost' shel'fa morey SSSR*. Riga: VNIImorgeo, 1984, p. 13-20.

Margulis L.S., Grigorenko Yu.N., Margulis E.A. *Yuzhno-Barentsevskaya zona glubinnykh razlomov – shovnaya zona Timano-Pechorskogo i Barentsevskogo megablokov* [South Barents deep fault zone - suture zone of the Timan-Pechora and Barents megablocks]. *Aktual'nye problemy geologii Barentsevo-Karskogo shel'fa i prilgayushchey sushi*. Saint Petersburg, 1997, p. 42-43.

Margulis L.S., Margulis E.A. *Istoriya formirovaniya i neftegazonosnost' Barentsevomorskogo regiona* [The history of the Barents Sea region - oil and gas formation potential]. Reports of International Conference «Nef' i gaz arkticheskogo shel'fa – 2004». Murmansk, 2004, p. 19-21.

Martirosyan V.N., Vasil'eva E.A. *Perspektivy neftegazonosnosti Priyamal'skogo shel'fa Karskogo morya v svete rezul'tatov seysmorazvedochnykh rabot MOV OGT* [Prospects of petroleum potential of Pre-Yamal shelf of the Kara Sea in the light of the results of CMP seismic survey]. «OOO Gazflot» - 10 let na arkticheskoy shel'fe. Moscow, 2004, p. 130-139.

Mork A., Ashton F. Embry, Weitschat W. Triassic transgressive – regressive cycles in the Sverdrup Basin, Svalbard and Barents Shelf. *Seismic Stratigraphy on Barents Sea Region*. Murmansk, 1989, p. 59-76.

Povyshva L.G., Ustritskiy V.I. *Fatsial'naya zonal'nost' v verkhnepermiskikh osadkakh na Novoy Zemle* [Section of the Upper Silurian-Devonian deposits of Medvezhiy Bay on the Severniy Island of Novaya Zemlya]. *Geologiya i stratigrafiya Novoy Zemli*. Leningrad: NIIGA, 1979, p. 53-82.

Povyshva L.G., Ustrickiy V.I. *Facial'naya zonal'nost' v verhneperskikh osadkakh na Novoy Zemle* [Facies zonation in the Upper Permian sediments of Novaya Zemlya]. *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 1988, no. 4, p. 105-111.

Savostin L.A., Natapov L.M., Stavskiy A.P. *Mezozoyskaya paleogeodinamika i paleogeografiya Arkticheskogo regiona* [Mesozoic paleogeography and paleogeodynamics of Arctic region]. 227-y Mezhdunarodnyy geologicheskyy kongress. *Paleookeanologiya*, vol. 3. Moscow: Nauka, 1984, p. 172-187.

Surkov V.S. *Riftogenez i neftegazonosnost' basseynov Sibiri* [Rifting and petroleum potential of basins of Siberia]. *Geologiya nef'ti i gaza*, 1996, no. 19, p. 33-36.

The geological History of Svalbard. Editor Ole J. Aga. Stavanger, 1986, p. 121.

Verzhbitskiy V., Kosenkova N., Anan'ev V., Malysheva S., Vasil'ev V., Murzin R., Komissarov D., Roslov Yu. *Geologiya i uglevodorodnyy potentsial Karskogo morya* [Geology and hydrocarbon potential of the Kara Sea]. *Oil and Gas Journal*, 2012, no. 1-2, p. 48-55.

Zigler P.A. The Old Red Continent. N.J. McMillan, A.F. Embry, D.J. Glass (eds). *Devonian of the World*. Vd I. Can: Soc. Petrolm geol. Mem. 14, 1988, p. 15-48.

Zonenshayn L.P., Kuz'min M.I., Kononov M.V., Gorodnitskiy A.M. *Paleozoyskie okeany: popytka absolyutnykh rekonstruktsiy* [Paleozoic oceans: an attempt of absolute reconstructions]. Proceedings of 27<sup>th</sup> International Geological Congress. *Paleookeangeologiya*. Kollokvium 03. Moscow: Nauka, 1984, vol. 3, p. 35-45.

Zonenshayn L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. *Tektonika litosfernykh plit territorii SSSR* [Plate tectonics in the USSR]. Book 2. Moscow: Nedra, 1990, 334 p.