

М.Л. Верба, Н.М. Иванова

ГНПП «Севморгео»

## ПЕРСПЕКТИВНЫЙ В НЕФТЕГАЗОНОСНОМ ОТНОШЕНИИ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА БАРЕНЦЕВСКОЙ ШЕЛЬФОВОЙ ПЛИТЫ

Проблема морского продолжения скандинавских каледонид является едва ли не самой древней и запутанной из тех, что когда-либо вставали перед исследователями геологии Баренцевоморского шельфа. Упомянутая впервые О. Хольтедалем, она затем затрагивалась Б.С. Романовичем, Е.Н. Зацепиным, Я.И. Полькиным и другими российскими [Верба и др., 1979] и зарубежными [Harland, 1988] геологами. В тектонических построениях тех лет, когда наличие на шельфе продолжения скандинавских каледонид считалось само собой разумеющимся, предлагалось несколько вариантов их соединения со структурами Шпицбергена, которые тогда также бесспорно относились к каледонским [Красильщиков, 1973; Harland, 1998]. В дальнейшем однако эта проблема приобрела черты парадоксальности, поскольку первые же аэромагнитные съемки, выполненные почти одновременно на российском и норвежском секторах Баренцевского шельфа, показали отсутствие на нем таких «сквозных» структур. В итоге в этой теоретической проблеме аккумулировалась вся противоречивость геологической изученности Баренцевоморского региона, которая выражается как в недостаточной информативности имеющихся данных, так и в отсутствии приемлемой руководящей идеи. Здесь имеется в виду не недостаток частных решений проблемы, а отсутствие системного подхода к ее решению, который был бы тесно увязан с контекстом общей истории тектонического развития региона и оптимально соответствовал фактическому материалу. Практическое же значение данной проблемы настоятельно требует ее прояснения, ибо по мере углубления в прямом и переносном смыслах и детализации прогноза нефтегазоносности Баренцевского шельфа становится все труднее оценить вклад

нижнепалеозойской толщи в общий нефтегазогенерационный потенциал осадочного чехла, слагающего его прибрежную юго-западную окраину. Остается неясным также прогнозное значение геохимических данных, указывающих на повышенную битуминозность подстилающих их верхнерифейских осадочных образований на п-ове Рыбачий [Симонов и др., 1997]. Близость этой перспективной части шельфа к Кольскому промышленному региону делает данную проблему вполне актуальной.

Несмотря на обилие сейсмических работ, осветивших верхнюю часть разреза осадочного чехла Баренцевской шельфовой плиты, представленную так называемым «верхним терригенным комплексом» пермского - мезозойского возраста, строение ее нижней части, к которой относятся и интересующие нас нижнепалеозойские отложения, выделяемые иногда в составе «каледонского» комплекса, до самого последнего времени было изучено крайне неполно. И только в последние годы данные комплексных геофизических исследований, выполненных по региональному геотраверзу 1-АР, основу которых составили глубинные сейсмические наблюдения, а также материалы многоканального профилирования МОВ, выполненного в местах относительно неглубокого залегания этого комплекса, позволили создать базу данных, необходимую для решения этой противоречивой проблемы [Сейсмогеологическая модель..., 1998]. Ее парадоксальную сущность составляет тот факт, что раннепалеозойские осадочные комплексы и структуры, сложенные ими, хотя и известны практически на всем островном и материковом обрамлении Баренцева моря, либо представлены в трудно сопоставимых литологических фациях, либо находятся в различных тектонических условиях (рис. 1).

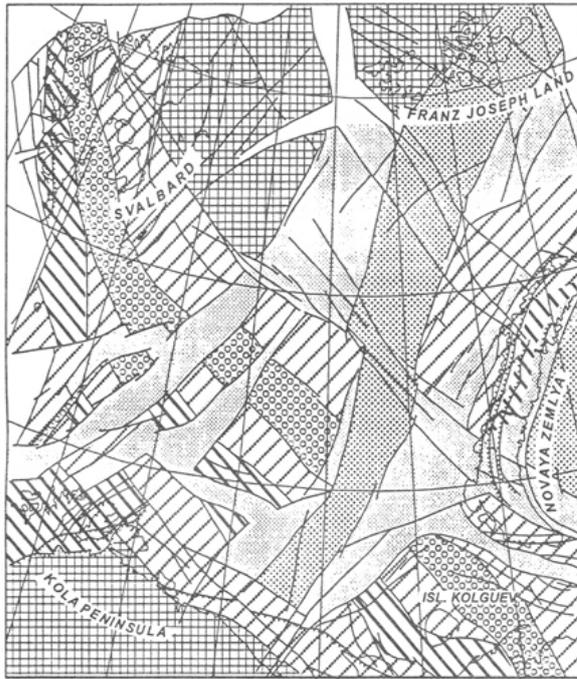


Рис. 1. Схема распространения на шельфе Баренцева моря рифтогенных осадочных толщ: кайнозойских (мелкие точки), мезозойских (крупные точки), позднепалеозойских (густые крупные точки), девонских (кружки), раннепалеозойских (толстая косая штриховка) и позднедевонских (тонкая косая штриховка). Архейско-раннепротерозойским блоком соответствует перекрестная штриховка. Главные разломы, ограничивающие Баренцево-Северокарский рифтогенный прогиб, выделены жирной линией

В Скандинавии описаны классические надвиговые структуры каледонского возраста, проявленные во внешельфовых рифей-раннепалеозойских отложениях суммарной мощностью порядка 20 км [The Caledonide geology..., 1989]. Основание этого (геосклинального) разреза на п-ове Варангер слагает терригенный рифейский комплекс BSC (Barents Sea Complex) мощностью 8-9 км, средняя часть представлена вулканогенно-терригенными породами верхнекембрийской группы reinsvatn мощностью 2 км, а вся верхняя, ордовикская часть разреза складчатой области состоит из различных терригенных разностей - конгломератов, песчаников и филлитовых сланцев, перемежающихся с вулканитами основного и среднего рядов и сменяющихся в кровле известковистыми породами (группа snasavatn мощностью 4,5 км), и грауваками (группа beitstad такой же мощности). Этот разрез ни в структурном, ни литологическом отношении практически не имеет аналогов в других частях Баренцевоморского региона, за исключением разрезов восточного склона Полярного Урала, где отложения нижнего палеозоя в Лемвинской зоне бесспорно, а в Елецкой предположительно также представлены в склоновых фациях и тоже интенсивно дислоцированы, но в более позднее, нежели в Скандинавии, время.

На западном склоне Полярного Урала этот комплекс отложений представлен позднекембрийской терригенной тельпосской свитой мощностью до 2,5 км и ордовикскими малдинской преимущественно сланцевой и щугорской известково-глинистой свитами мощностью около 500 и 1100 м соответственно, которые выше по разрезу сменяются карбонатной толщей силура мощностью до 1400 м [Дедеев и др., 1982]. Все перечисленные толщи обладают в той или иной степени выраженными признаками накопления в условиях мелководного шельфового бассейна.

На Новой Земле в строении всего палеозойского разреза, включая и его нижнюю часть, Е.А. Кораго выделяют формации как континентального склона, так и шельфового мелководья. На востоке и севере архипелага преобладают первые, представленные среднекембрийско-среднеордовикскими аспидными и флишевыми формациями мощностью 2,1-2,3 км, которые выше по разрезу сменяются верхнеордовикско-силурийской молассой мощностью 2,5-3,5 км, а в юго-западном направлении замещаются терригенно-карбонатными формациями мелководного шельфа мощностью 2,6-2,8 км. Предполагается, что формирование глубоководных фаций происходило в пределах узкого рифтогенного прогиба, ориентированного примерно параллельно восточному берегу Новой Земли.

На Печорской синеклизе нижнепалеозойский комплекс изучен значительно хуже и судя по разрезам, вскрытым немногочисленными скважинами, сложен разнообразными по составу толщами. Аналогом тельпосской формации здесь выступает седельская, сложенная алевролитами и песчаниками мощностью не более 600 м, а малдинская сопоставляется с нибельской, представленной песчано-глинистой толщей видимой мощностью 267 м. В силурийской части комплекса известняки замещаются сульфатами, а мощность остается неизменной. Перечисленные отложения относятся к формациям подвижного шельфа и объединяются в составе ижма-омринского комплекса, слагающего основание осадочного чехла, сильно уплотненного, но относительно слабо деформированного [Дедеев и др., 1982]. Полвека назад Е.М. Люткевич отмечал в этом комплексе следы каледонских деформаций, которые однако нельзя соотнести с коллизионной складчатостью.

Нижний палеозой Шпицбергена долгое время считался классическим примером

проявления каледонской складчатости, а присутствие последней служило едва ли не единственным стимулом для поисков шельфового продолжения скандинавских структур. Этот комплекс отложений, объединяемых под общим названием «верхняя гекла-хук», местами интенсивно деформирован, но в отличие от большинства упомянутых выше разрезов представлен в маломощных шельфовых фациях и слагает не главный геосинклинальный комплекс, как в Скандинавии, а основание осадочного чехла. Наиболее представительные разрезы этих отложений описаны здесь в составе кембрий-ордовикской, терригенной серии ослобреен и ордовикской карбонатной серии киртонрюгген, а на востоке, на побережье пролива Хинлопен в составе кембрийской терригенно-карбонатной формации токкамане и ордовикских серий киртонрюгген (карбонатной) и валгалфонна (известняково-сланцевой). На востоке острова эти отложения практически не деформированы, в них отмечаются лишь спокойные сундучного типа складки [Красильщиков, 1973], а в узкой прибрежной полосе западного побережья Шпицбергена они собраны в складки, которые обычно относились к каледонскому тектоническому циклу [Harland, 1998].

Многочисленные геологические и геофизические наблюдения последних лет сильно поколебали эти представления и показали, что, во-первых, структура всего побережья Западного Шпицбергена определяется в основном не каледонскими, а кайнозойскими деформациями, во-вторых, доальпийская (доскладчатая) структура этой зоны на тех участках, где она может быть реконструирована достаточно уверенно, не обнаруживает признаков крупного структурного несогласия ни в кровле, ни в подошве нижнепалеозойской толщи [Tertiary tectonics..., 1988]. Это хорошо видно в разрезах по берегам Сент-Джонс-фьорда и залива Хорнсунн. На примере первого из них было установлено, что нижнепалеозойская толща деформирована не больше и не меньше, чем перекрывающие и подстилающие их отложения верхнего рифея - венда и среднего палеозоя соответственно. В строении кайнозойских надвиговых структур в районе Хорнсунна Шпицбергена принимают участие все отложения осадочного чехла от рифея до палеогена, причем характер деформаций как самых молодых, так и самых древних слоев практически одинаков. Не вызывает сомнений и хорошее совпадение простираний структур во всем разрезе от верхнерифей-

раннепалеозойских вплоть до палеогеновых, что свидетельствует об однократном проявлении складчатости, а поскольку повсеместное на Западном Шпицбергене воздействие альпийского тектонического стресса представляется сейчас бесспорным, то и вопрос о проявлении второй (каледонской) складчатости на Шпицбергене по сумме приведенных аргументов можно считать закрытым. К сказанному надо добавить, что красноцветная терригенная толща Old Red Stone, выполняющая крупный девонский прогиб, по оценке многих исследователей является не эпикаледонской молассой, как предполагалось ранее, а синрифтовым комплексом, аналогичным толще, выполняющей Денисовский авлакоген Печорской синеклизы и ряд грабенов на западе Скандинавии в окрестностях Бергена (Солунский, Хорнелен и др). Ни в одном из перечисленных грабенов девонские образования генетически не связаны с каледонским орогенезом, будучи отделены от него длительным промежутком времени. Выяснилось [Harland, 1998], что эту роль эпикаледонской молассы играют на Западном Шпицбергене конгломераты раннесилурийской серии бултинден, небольшая мощность которой (не более 300 м) вместе с локальным распространением и карбонатным составом обломков убедительно свидетельствует о миниатюрности размываемой области сноса и небольшой ее высоте.

Таким образом, Шпицбергенская область развития нижнепалеозойских отложений ни в отношении формационного состава слагающих ее толщ, ни по характеру тектонических деформаций, ни по стилю посторогенного развития не может рассматриваться как продолжение или аналог каледонских коллизионных структур Скандинавии. Кстати, о несостоятельности аргументов в пользу корреляции этой зоны приразломных дислокаций со скандинавской областью коллизионной складчатости Б.П. Бархатов писал еще 40 лет назад. Эта корреляция неправомерна еще и по структурным признакам - омоложение возраста надвигов на западе Шпицбергена происходит в западном направлении, тогда как в Скандинавии имеет место обратная картина. Вместе с тем, если приведенные соображения не дают оснований для выделения в структуре додевонских отложений Шпицбергена несогласия типа границы чехол - фундамент, сопоставимой с проявлением складчатости коллизионного типа и аналогичной тому, что отмечается в

Скандинавии, то это не значит, что с рубежом раннего и среднего палеозоя на Шпицбергене не связано признаков тектонической активизации. Напротив, известен ряд ее свидетельств, наиболее яркое из которых представлено голубыми сланцами, развитыми вдоль зон разломов на западе архипелага. Присутствие в этих сланцах глаукофана позволило установить, что они сформировались на небольших глубинах, но при интенсивных динамических напряжениях в диапазоне 10-12,8 Кбар (при температуре 300-450°C) это, по нашему мнению, хорошо увязывается с предположением [Harland, 1998] о сдвиговой природе движений, имевших место по этим разломам.

Итак, формационный состав и характер залегания нижнепалеозойских толщ, развитых в различных областях периферии Баренцева моря, разнообразны настолько, что без связующих данных непосредственно по морской части Баренцевской плиты их сопоставление всегда будет оставаться проблематичным. Некоторые черты их общности привлекали к себе внимание исследователей [Красильщиков, 1973; Harland, 1988], однако их наличие только способствовало стремлению проследить через весь шельф в виде непрерывной полосы погребенные продолжения каледонских структур. В итоге ни одна из предложенных на этой концептуальной основе тектонических схем не нашла подтверждения в морских геофизических материалах. Более того, исследования последних десятилетий показали, что при увязке фрагментов нижнепалеозойских структур необходимо учитывать результаты процессов девонского и позднепалеозойско-триасового рифтогенеза, сопровождавшихся горизонтальными перемещениями крупных блоков земной коры [Сейсмогеологическая модель..., 1998], без чего все попытки реконструкции дорифтовой структуры региона будут концептуально противоречивы.

Впрочем, ранее при выполнении палеогеологических построений предпринимались попытки отойти от фиксированных представлений. Одна из них заслуживает рассмотрения как пример тщетности усилий, затрачиваемых на решение сложной геологической проблемы исключительно путем перебора вариантов с помощью ЭВМ без применения общепринятых методов геологического анализа. Осуществив по собственной методике фильтрацию магнитного поля, С.В. Аглонов [1996] обнаружил, что в «базальтовом окне» Северо-

Баренцевской впадины сохранились спрединговые аномалии с возрастом 390-360 млн лет, а в Южно-Баренцевской и Северо-Новоземельской соответственно 375-360 и 370-363 млн лет. Причем для столь прецизионного датирования аномалий даже не нужно знать, как менялась полярность геомагнитного поля, где располагалась ось спредингового бассейна, с какой скоростью шел спрединг и т.п. Самое удивительное, что получив эти средне- и позднедевонские возраста, автор вместе с В.И. Устрицким предложил считать эти впадины остаточными бассейнами океана Япетус, хотя известно, что спрединг в нем закончился в середине кембрия. Первые признаки коллизии в Скандинавии датируются по циркону 531±2 млн лет, а полное закрытие Япетуса закончилось на Финмаркене 420 млн лет назад, в венлоке, а на юге складчатой области на 25 млн лет позднее - в пражском веке раннего девона [The Caledonide geology..., 1989], т.е. незадолго до того, как по С.В. Аглонову и В.И. Устрицкому в структурах Баренцево-Карского мегапрогиба начался спрединг. Опубликованная несколько лет назад эта реконструкция, к сожалению, до сих пор не получила должной оценки. Предлагая ее, автор тем самым утверждает, что установить возраст древнего спредингового бассейна можно так же, как и любого района современного Мирового океана, если взять в нем произвольный фрагмент магнитного поля и проделать над ним большое количество компьютерных процедур. Тем не менее несмотря на методические натяжки и неправдоподобный результат, подход этих авторов к реконструкции раннепалеозойской области морского осадконакопления в Баренцевом море представляет определенный интерес, поскольку он показывает необходимость учета рифтогенного растяжения коры в нем и соответственно палинспастических построений при реконструкции доспрединговой структуры региона.

Новые геофизические данные, которые были недавно получены по этой части шельфа, позволяют в значительной мере прояснить вопрос о взаимосвязи фрагментов раннепалеозойских структур обрамления шельфа и выявить некоторые общие закономерности развития региона на каледонском этапе. Часть из них принадлежит ГНПП «Севморгео», которое в 1995-2000 гг. провело комплексные геофизические работы на региональном геотраверзе 1-АР, соединяющем сверхглубокую скважину СГ-3 на севере

Кольского п-ова с глубокой опорно-параметрической скважиной Хейса-1 в центральной части архипелага ЗФИ. Эти данные дополняются материалами по региональным профилям МОВ-ОГТ, отработанным в последние годы по другим проектам [Симонов и др., 1997], а также результатами предшествующих исследований, выполненных в юго-западной части Баренцева моря И.В. Литвиненко, Ю.Б. Тулиной и др. Совокупность этих материалов позволила установить принципиально важный факт присутствия в разрезе южной части Баренцевской плиты практически непрерывного набора стратифицированных образований от рифея до верхов мезозоя.

В составе нижней части этого недислоцированного разреза впервые выделена и нижнепалеозойская толща мощностью до 2,5-3 км, которая в дальнейшем будет служить основным предметом нашего анализа. Судя по материалам моделирования плотностного разреза, она представлена относительно легкими, вероятно, терригенными породами. Вместе с тем характер волновой картины указывает, что толща обладает выраженной слоистостью и ее вещественный состав меняется по разрезу. В верхах, судя по скоростным параметрам, присутствуют карбонатные фации, граничные скорости в которых возрастают до 6,2-6,4 км/с (рис. 2).

Характерными чертами всего осадочного чехла здесь выступает отсутствие резких угловых несогласий и постепенное нарастание степени уплотнения пород вниз по разрезу. Кроме того, в строении разреза значительную роль играют дизъюнктивы, а отдельным толщам свойственны заметные вариации мощности. Несмотря на это расчленение разреза на отдельные литолого-стратиграфические комплексы их прослеживание может быть выполнено достаточно уверенно, а близость береговых обнажений делает возможной уверенную стратификацию основных границ раздела.

Фундаментом этой части Баренцевской плиты служит поверхность гранитно-метаморфического слоя, которая залегает в интервале глубин 12-15 км, поднимаясь до 10 км на своде Центрально-Баренцевского поднятия и почти выходя на уровень морского дна в непосредственной близости от берега Кольского п-ова. В его строении помимо архейских глубоко метаморфизованных образований со скоростями порядка 6,3-6,4 км/с, слагающими поверхность  $\Phi_0$ , принимают также участие породы нижнего

протерозоя, с кровлей которого совмещается горизонт  $\Phi$ , с граничными скоростями 5,8-6,0 км/с. Судя по скоростным свойствам, протерозойские породы менее метаморфизованы.

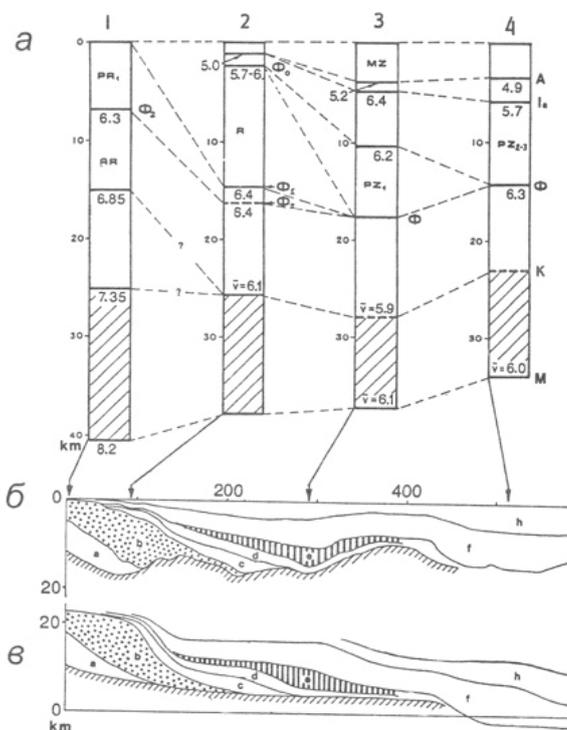


Рис. 2. Сейсмогеологические колонки земной коры (а) основных структур, пересекаемых профилем 1-АР (местоположение колонок показано на рис. 1). Ниже даны схематический геологический разрез по профилю (б) и реконструкция структуры северного склона Балтийского щита (в), приведенная к горизонтальной поверхности архейского гранитно-метаморфического комплекса (косая штриховка). Показана проградация склона Балтийского щита путем его бокового наращивания разновозрастными клиноформными осадочными комплексами (краслом выделен рифейский комплекс, вертикальной штриховкой — каледонский); а — нижний протерозой; б — нижний рифей; с — средний рифей; д — верхний рифей; е — нижний палеозой; ф — средний — верхний палеозой; h — верхняя пермь — нижний мел

Разрез осадочного чехла начинается с рифейской толщи, в качестве которой выделен интервал разреза, ограниченный снизу преломляющим горизонтом  $\Phi$ , а сверху протяженным сейсмическим горизонтом  $\Phi_0$ , который ранее рассматривался в качестве подошвы нескладчатых образований палеозойского осадочного чехла [Верба и др., 1979]. Основную часть рифейского разреза составляет мощная (9 км) однородная толща с пластовыми скоростями 5,2-5,3 км/с, которая соотносена с известным на п-ове Варангер терригенным комплексом BSC (Barents Sea Complex) [The Caledonide geology..., 1989], а верхи сейсмокомплекса сопоставляются с терригенной рыбагинской серией, слагающей береговые обнажения на одноименном п-ове. Граничные скорости в кровле толщи составляют 5,7-5,8 км/с, а с погружением монотонно возрастают, достигая значений 6,1-

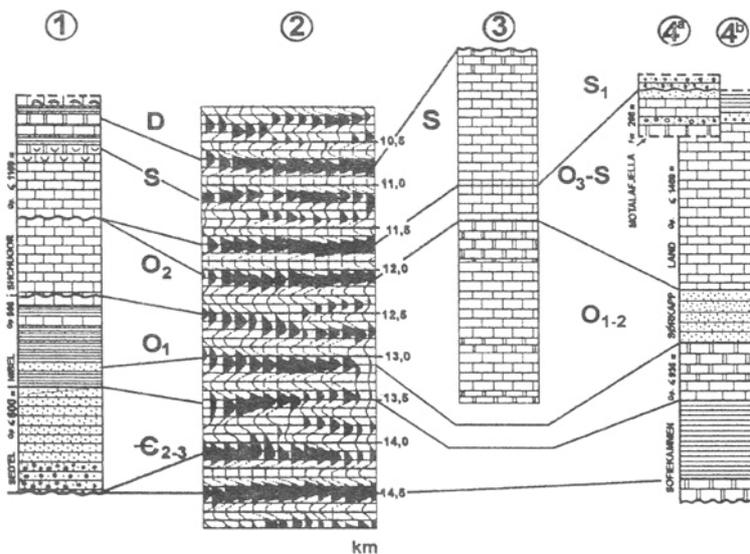


Рис. 3. Сопоставление геологических разрезов Печорской синеклизы (1 - по Дедееву и др., 1988), о.Эдж (3 - скв. Раддедален, по W. Harland, 1997), Западного Шпицбергена (4-а по Сент-Джонс-фьорду, б - Земли Сёркап, оба - по W. Harland, 1998) с фрагментом волновой картины по сейсмическому профилю 1-AP в интервале глубин 10,5 - 13,5 км (2 - по Matveev et al, 1996)

6,3 и 6,4-6,5 км/с на глубинах 5 и 10 км соответственно [Сейсмогеологическая модель..., 1998]. Наличие жесткой зависимости скорости от глубины является свидетельством того, что данная толща сравнительно однородна по вещественному составу и в отличие от более древних комплексов не утратила способности к уплотнению. С этим хорошо согласуются имеющиеся геологические данные, указывающие на удивительно невысокую степень зрелости органического вещества в породах рыбачинской серии, соответствующую стадии мезокатагенеза [Симонов и др., 1997]. С другой стороны, даже минимальные значения скорости и моделирование разреза по гравимагнитным данным свидетельствуют о том, что здесь развиты достаточно плотные породы, среди которых возможно присутствуют слабо намагниченные магматические образования. Анализ сейсмических разрезов позволяет уверенно говорить о том, что для данного комплекса отложений в целом характерны спокойные условия залегания, а заметные на отдельных участках непротяженные, наклоненные под разными углами оси синфазности интерпретируются как неширокие зоны приразломных деформаций. Эти данные позволяют сделать вывод, что рифейские образования здесь не были подвержены столь сильным деформациям, как на севере Скандинавии и на п-ове Канин и должны рассматриваться в составе нижней части осадочного чехла.

В разрезе пород, перекрывающих рассматриваемый, выделяются два

самостоятельных структурно-вещественных комплекса, которые детально изучены в различных областях Баренцевоморского шельфа сейсмическими работами МОВ-ОГТ и достаточно надежно стратифицированы с привязкой к скважинам [Сейсмогеологическая модель..., 1998]. Верхний из них, венчающий разрез осадочного чехла, почти нацело сложен терригенными образованиями верхней перми, триаса, юры и нижнего мела и именуется «верхним терригенным комплексом» (ВТК) Баренцева моря, а подстилающий его комплекс включает терригенную толщу девона, возможно, с верхами силура и преимущественно карбонатную каменноугольно-

нижнепермскую толщу. Согласно соотношению сейсмофаций нижнепалеозойской толщи с вышележащим среднепалеозойским и подстилающим рифейским сейсмическими комплексами позволяет определить ее стратиграфический объем в составе значительной части кембрия, ордовика и, возможно, нижней части силура. Можно также констатировать отсутствие сколько-нибудь значимых несогласий как в ее подошве, так и в кровле.

Рассмотренные данные показывают, что развитый на Западно-Кольском шельфе нижнепалеозойский комплекс, как и подстилающий его рифейский, и по характеру разреза одновозрастных толщ, и по степени их деформированности обнаруживает больше сходства не с расположенной поблизости Скандинавской зоной каледонид, а с более удаленными разрезами Шпицбергена и Печорской синеклизы. Как видно на рис. 3, нижнепалеозойская толща Центрально-Баренцевского поднятия по облику фаций и их мощности сопоставима с разрезами кембрий-ордовикской терригенной серии ослобреен и ордовикской карбонатной серии киртон-рюгген Шпицбергена, а на Печорской синеклизе она является аналогом ижма-омринского комплекса. Несмотря на то что это сопоставление основано на сейсмических материалах, дающих лишь самое общее представление о вещественном составе пород, тем не менее оно наглядно показывает, что сходства между ними значительно больше, чем с разрезами Скандинавии. В отличие от последних они не имеют ни фациальных

признаков внешельфового (океанического, или геосинклинального) осадконакопления, ни структурных признаков проявления каледонской коллизионной складчатости (рис. 3).

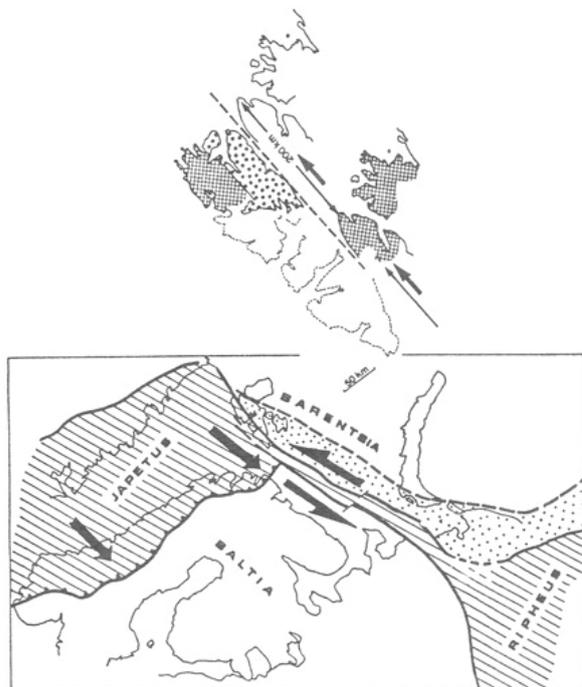


Рис. 4. Палинспастический монтаж фрагментов раннепалеозойских океанов Япетус и Рифей (штриховка) и рифтогенного Западно-Кольского прогиба, расположенного между ними. Стрелками показано направление левостороннего сдвига по системе разломов, ограничивающих этот прогиб и примыкающую к нему южную окраину массива Баренция (крап). Вверху приведен фрагмент палеотектонической схемы Шпицбергена (W.Harland, 1974), на которой показан левосторонний сдвиг по Биллефьордскому разлому, величина которого оценена в 200 км

Для того чтобы объяснить структурное и вещественное сходство нижнепалеозойских комплексов Шпицбергена, Центрально-Баренцевского поднятия и Печорской синеклизы, занимающих в современном тектоническом плане разобщенное положение, нужно принять во внимание, что на рубеже раннего и среднего палеозоя, еще до начала формирования пермо-триасовых рифтогенных прогибов эти фрагменты каледонских структур располагались в иных пространственных соотношениях. Следовательно, для реконструкции их первоначального облика из современного структурного плана нужно «вычистить» площадь более поздних тектонических образований.

Палинспастическая реконструкция, выполненная для Баренцевоморского региона с учетом результатов девонского и позднепалеозойско-триасового рифтогенеза (рис. 4), показывает, что структуры Шпицбергена, Центрально-Баренцевского поднятия и Печорской синеклизы перед

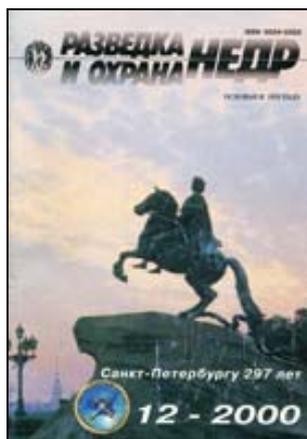
расколом составляли единую, протяженную и относительно узкую полосу субширотно ориентированных эпиплатформенных прогибов, которые служили соединительным звеном между скандинавским и уральским океаническими бассейнами. Часть этой полосы, приходящаяся на Центрально-Баренцевское поднятие, предложено назвать погребенным Западно-Кольским прогибом. Его ориентация совпадала с направлением стресса, вызвавшего закрытие океана Япетус и коллизию в Скандинавии, в результате чего осадочные комплексы, выполняющие этот эпиплатформенный прогиб, не испытав полной складчатости, были локально деформированы лишь в зонах региональных сдвигов, существование которых В. Харланд предполагал еще в 1964 г.

Практическое значение полученных результатов заключается в том, что в юго-западной части Баренцева моря выявлена мощная толща недислоцированных нижнепалеозойских отложений, частично или полностью находящихся в зоне «нефтяного окна» и не исчерпавших своего генерационного потенциала. Она подстилается рифейской осадочной толщей, к которой приурочены значительные концентрации органического вещества на низких стадиях катагенеза и нефтепроявления на Шпицбергене, п-ове Рыбачьем и Печорской синеклизе. Наличие этих толщ в разрезе поднятия Федынского повышает прогнозную оценку нефтегазонасности всего Центрально-Баренцевского поднятия. Кроме того, они показывают, что выполнение палинспастических реконструкций и учет масштабов рифтогенного растяжения коры становится необходимым элементом не только палеотектонических построений, но и нефтегеологического прогнозирования. Такого рода палеогеологические схемы для мезозойского этапа развития Арктического региона были предложены Л.П. Зоненшайном и Л.М. Натаповым еще в 1987 г. Применение аналогичной методики позволило нам реконструировать более древний рифтогенный Западно-Кольский палеопроегиб, который в виде узкого пролива соединял в начале палеозоя два крупнейших океана того времени - Япетус и Рифей. Длительная, в течение всего фанерозоя, пассивность коллизионных процессов на Арктических шельфах была отмечена ранее Ю.Н. Кулаковым как характерная черта тектонического развития, определившая их высокий нефтегазогенерационный потенциал.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Аглонов С.В.* «Базальтовые окна» континентов // *Природа*. 1996. № 11. С. 62-71.
2. *Верба В.В., Красильщиков А.А., Лившиц Ю.Я.* Основные черты тектонического строения северо-западной части шельфа Баренцева моря // *Геолого-геофизические исследования в Баренцево-Карском регионе*. Л.: НИИГА, 1979. С. 23-27.
3. *Красильщиков А.А.* Стратиграфия и палеотектоника докембрия - раннего палеозоя Шпицбергена / *Тр. НИИГА*, т.172, Л.: Недра, 1973.
4. *Симонов А.П., Губерман Д.М. и др.* Рифейские комплексы Кольско-Канинской моноклинали - новое перспективное направление нефтегазопоисковых работ на шельфе Баренцева моря // *Малоизученные нефтегаз. компл. Европ. части России*. М., 1997, С. 88-89.
5. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион./Под ред. *Ф.П. Митрофанова* и *Н.В. Шарова*.- Апатиты: КНЦ РАН, 1998.
6. *Дедеев В.А., Гецен В.Г., Запорожцева И.В. и др.* Структура платформенного чехла Европейского Севера СССР. Л.: Наука, Л.О., 1982.
7. *Harland W.B., Dowdeswell E.K.* Geological evolution of the Barentz shelf region. *Graham & Trotman*. London. 1988.
8. *Harland W.B.* Geology of Svalbard. *Geol. Soc. mem.* 17. Cambridge, 1998.
9. Tertiary Tectonics of Svalbard /edit, by *W.K. Dallmann, Y. Ohta & A. Andersen* / Extended abstracts from Symposium held in Oslo 26 and 27 April 1988 / *Norsk Polarinstitutt*. - Oslo, 1988.
10. The Caledonide Geology of Scandinavia (edit by *R.A. Gayer*) // *Graham & Trotman*. London, 1989.

**Ссылка на статью:**



**Верба М.Л., Иванова Н.М. Перспективный в нефтегазоносном отношении нижнепалеозойский комплекс осадочного чехла Баренцевской шельфовой плиты // Разведка и охрана недр. 2000. № 12. С. 24-30.**