

Юрско-меловой базальтоидный магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины в контексте геодинамической эволюции Арктического океана

Шипилов Э.В.

Мурманский морской и биологический институт КНЦ РАН, г. Мурманск, e-mail: ship@polarcom.ru

Юрско-меловой этап в геологической эволюции Баренцевоморского региона отличается контрастной сменой тектоно-геодинамических условий и палеофациальных обстановок, приведших, соответственно, к существенным трансформациям земной коры и аккумуляции изменчивых по мощности и литологическому составу комплексов отложений осадочного чехла.

В чем причины того, что, практически, синхронно с экспансией морских трансгрессий в средней юре и последующим наступлением в волжское время спокойных (как считается), застойных условий седиментации в бескислородной среде, – в пределах региона проявился и обильный базальтоидный магматизм? Какова геоисторическая последовательность и взаимосвязь событий в Арктике, повлекших, казалось бы, столь разноплановые тенденции в развитии Баренцевской окраины?

В представленной работе, на основе морских и островных геологических и геофизических данных [3,4,7,9-13], акцентируется внимание на геологических событиях и тектоно-геодинамических процессах, которые происходили в пределах Баренцевоморского региона в юрско-меловое время в сопоставлении с развитием Амеразийского бассейна.

Геодинамическая эволюция бассейна остается предметом дискуссий, однако большинство исследователей не отрицают мезозойского (позднемезозойского) возраста этой геоструктуры и стартовой деструктивно-рифтогенной активизации, приведшей к первой генерации молодого океанообразования – заложению Канадской впадины и формированию Амеразийского бассейна. В подтверждение этому свидетельствуют различные материалы [6], указывающие на то, что по меньшей мере в юрское время (когда северная часть Центральной Атлантики уже существовала) все трансгрессии в район современных Северного моря и Западно-Арктической окраины происходили с севера, где, по всей видимости, и располагался обширный глубоководный океаноподобного типа бассейн.

Наличие в Арктике такого океана в течение мезозоя (начиная с триаса) предполагается и по устойчивому существованию в это время специфической морской биоты высокого таксономического разнообразия [2].

Различные палеотектонические реконструкции сходятся в том, что показывают в мезозое продольное положение спрединговой оси в Амеразийском бассейне [16]. Отмершая зона спрединга была выявлена в структуре аномального магнитного поля Канадской котловины [14,16].

Известен целый ряд моделей, объясняющих с различных сторон образование рассматриваемой области [16]. Однако, наиболее обоснованным, подтвержденным геолого-геофизическими данными, а также палеогеодинамическими реконструкциями, является ротационный механизм генезиса Амеразийского бассейна [9,14,16]. История развития по этой модели характеризуется следующими основными событиями и их особенностями.

Становление Амеразийского бассейна происходило в две фазы.

Начальная фаза тектонической активизации связывается с “неудавшимся” (или незавершенным) рифтогенным событием на временном отрезке аален-бат-титон и знаменуется развитием расширенных полуграбенов вдоль арктической окраины Аляски. Это подтверждается детальным стратиграфическим и структурным анализом отложений, а также результатами бурения континентальной окраины Аляски и сопредельных областей [16].

В Баренцевоморском регионе эта фаза началась с погружения территории и трансгрессии с севера в ее пределы морского бассейна, достигшего в конце батского века Печорской равнины [1].

Озерно-аллювиальные условия седиментации сменились здесь прибрежно-морскими и морскими, и песчаные толщи, столь характерные для ранней и средней юры, начиная с келловоя замещаются песчано-глинистыми образованиями, а последние в поздней юре – преимущественно глинистыми.

В области Южно-Баренцевского бассейна, еще не обособленного с севера Лудловской перемычкой, рассматриваемый период обозначился гораздо более контрастными переменами. В среднеюрское время происходит обновление структурного облика бассейна за счет возникновения возвышенностей или тектонических уступов преимущественно в бортовых зонах. Это фиксируется появлением в разрезах скважин, расположенных по периметру впадины, пластов гравелитов и конгломератов. Судя по тому, что указанные образования встречены от верхов нижней юры до кровли средней, – процесс дифференциации был растянут по времени, как и возникновение источников сноса. Менялись тракты поступления обломочного материала и в ряде районов средняя юра отделена от верхней несогласием, видимо, углового типа, связанного с изменением наклона участка палеодна. Важно отметить, что в разрезе депоцентра подобных особенностей не отмечается: в скважине Арктическая песчаники в верхней юре сменяются глинистыми отложениями.

На п-ове Канин, по нашим наблюдениям (лето 2002г), имеются гравелиты, судя по всему, среднеюрского возраста и многочисленная фауна аммонитов, белемнитов и двустворчатых моллюсков, скорее всего предпоздне – и позднеюрского облика, аналогичная встреченным скважинами на подводном продолжении Печорской плиты. Морская трансгрессия и углубление бассейна в рассматриваемую фазу сопровождалось и эндогенной активностью в виде интрузий основного состава. Возраст вскрытых скважиной в районе Лудловского поднятия (разделяющего Южно- и Северо-Баренцевские впадины) пластовых базальтов по К-Аг составляет 159 млн. лет [3,13], а в скважине Нагурской (архипелаг Земля Франца Иосифа). – 151 ± 11 млн. лет [7]. Близкий возраст базальтов (145 млн. лет) устанавливается на Шпицбергене и на его восточном шельфе [17], а также в Свердрупском бассейне (152 ± 6 млн. лет) [15]. Указанные изотопные датировки укладываются преимущественно в позднеюрский (волжский) отрезок геологической шкалы, когда в пределах Баренцевоморского региона и, особенно, в Восточно-Баренцевском мегабассейне, обозначились условия максимальной трансгрессии и накопления депрессивной черносланцевой фации киммеридж-волжского глинистого комплекса [9]. Материалы сейсморазведки и бурения показывают широкое распространение этих образований сменяющихся диахронно по латерали и вертикали клиноформными склоновыми глинисто-песчаными фациями неокома. Оба сейсмокомплекса однозначно опознаются на большинстве временных разрезов от Печорского моря на юге до впадины Св. Анны на севере.

Вторая фаза развития Амеразийского бассейна, связанная с рифтогенезом, переросшим в спрединг, устанавливается во временном диапазоне от готерива-баррема-раннего апта до раннего сеномана. В этот период Канадский Арктический архипелаг (с одной стороны) и Аляска с Чукоткой (с другой) начали удаляться друг от друга, испытывая вращение относительно точки, расположенной в районе дельты р.Маккензи. При этом вдоль Баренцево-Карской палеоокраины, с входящим в ее состав блоком будущего хребта Ломоносова, получила развитие трансформная зона разломов (Свердрупско-Новосибирская) с левосторонней кинематикой.

Формирующийся срединно-океанический спрединговый центр воздействовал на Баренцево-Карскую палеоокраину через отмеченную трансформу. Следует отметить, что последняя по своим характеристикам аналогична “демаркационным” (по Ю.М. Пущаровскому) или “магистральным” (по В.Е. Хаину) зонам, описанным в работе [5] и, в частности, Шпицбергенско-Северогренландской, а также выделенной недавно Хатангско-Ломоносовской [9,10]. Их роль заключается в том, что они разделяют сегменты океана, отличающиеся по структуре, возрасту и геодинамическим особенностям развития, а также разграничивают континентальные и океанические области. Вместе с тем на континентальных окраинах вдоль указанных трансформ концентрируются ареалы базальтоидного магматизма, фиксирующие фазы наиболее активного развития глубоководных бассейнов.

В пределах Баренцевоморского региона переход ко второй, главной, фазе становления Амеразийского бассейна ознаменовался сменой глинистых сланцев (“баженитов”) грубозернистыми регрессивными “вельдскими” фациями раннего мела, которая происходила с миграцией во времени и пространстве, практически, повсеместно на континентальных окраинах. Активизация тектоно-геодинамических процессов с проявлением мощных регрессивных событий в раннемеловое время

была обусловлена глобальными причинами – распадом Пангеи-II и [8] с резким падением уровня Мирового океана. Это привело к размытию поднятий, окружающих Восточно-Баренцевскую троговую систему, в преднеокомское время, а также в раннеаптскую регрессию. В результате на сводах были денудированы не только позднеюрские глинистые отложения, но и неокомские породы. В присдвиговой зоне, располагавшейся между Южно- и Северо-Баренцевскими депоцентрами осадконакопления, сформировалась Лудловская перемычка. Здесь одноименной скважиной подсечена пластовая интрузия габбро-диабазов, расположенная выше уже упомянутой, с возрастом по K-Ar – 131-139 млн. лет [3,13], связанная с поднимающимся мантийным диапиром. Это свидетельствует о том, что рифтогенный режим в Восточно-Баренцевском мегабассейне в меловое время носил достаточно отчетливый характер. На палеоокраине реактивировалась сеть диагональных разломов и нарушений северо-восточного и северо-западного простираний сбросового и сбросо-сдвигового типов. Она определила ориентировки трендов большинства развивающихся структур региона, которые хорошо просматриваются и в рельефе дна моря.

Синхронно этим событиям активным базальтоидным магматизмом были охвачены Земля Франца Иосифа (вплоть до сеномана, в скв. Нагурская возраст базальтов по K-Ar составляет 103 ± 7 млн. лет [7]), трог Св. Анны, восточный шельф Шпицбергена (верхний предел – 105 млн. лет [17]). Сейсмические материалы указывают на широкое присутствие разновозрастных силлов в осадочном чехле севера Баренцевской окраины и особенно в Восточно-Баренцевской мегадепрессии.

В Свердрупском бассейне, по большинству изотопных определений [15], интервал рифтогенной магматической активизации ограничивается 131-100 млн. лет, а биостратиграфические его привязки поднимаются до значений 92 млн. лет. В диапазоне от готерива до альба находится возраст трапповых базальтов островов Де Лонга и магматитов поднятия Альфа [16].

Изложенное приводит к выводу о том, что описанные базальтовые силлы, дайки и покровы раннего мела (готерив-альб, местами до сеномана) являются индикационными признаками раскрытия Амеразийского бассейна.

Если попытаться проследить последовательность развития океанических бассейнов в Аркто-Атлантическом сегменте Земли, то вырисовывается следующий сценарий событий.

Центральная Атлантика начала раскрываться в начале средней юры (около 170 млн. лет назад) [5] и с этим процессом синхронизируется фаза континентального рифтинга в Арктике (“неудачная” попытка раскрытия Амеразийского бассейна, начиная с аалена-бата). Затем, наступила очередь Южно-Атлантической области – около 150 млн. лет назад и с этим временем совпадает проявление юрского магматизма в Баренцевоморском регионе, морская трансгрессия с севера, углубление его бассейнов и накопление депрессивной черносланцевой фации кимеридж-волжского глинистого комплекса. В конце раннемеловой эпохи стартует основная фаза раскрытия Амеразийского бассейна (продолжавшаяся с готерива до альба-сеномана). Рифтогенные процессы с сопутствующим магматизмом нарастают в Баренцевом море, Свердрупском бассейне в интервале – 135–130 до 95–92 млн. лет. С некоторым запаздыванием развивается Северо-Атлантическая область, где начало спрединга датируется альбом-сеноманом (100–80 млн. лет назад), и, когда, по-существу, в Амеразийском бассейне спрединговый центр уже отмирает (95–80 млн. лет).

Подводя итог изложенному, необходимо отметить, что юрско-меловая генерация океанообразования в Арктике, связанная с заложением и развитием Амеразийского бассейна, как видно, нашла вполне очевидное отражение в тектоно-геодинамических преобразованиях и палеофациальных условиях осадконакопления Баренцевоморской окраины. Представляется, что разломно-деструктивное продолжение осевой зоны спрединга Амеразийского бассейна по простиранию (ЮЗ-СВ) было связано с полосой рассеянного рифтинга представленной рифтогенными структурами Земли Франца Иосифа и прогибов Св. Анны, Северо-Баренцевского, частично Южно-Баренцевского, Нордкапского, Хаммерфест, Медвежинского, Ольги и т.д., устремившись, в попытке объединения, навстречу раскрывающейся Северной Атлантике.

Литература

1. Дедеев В.А., Молин В.А., Розанов В.И. Юрская песчаная толща европейского Севера России. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 1997. 80 с.
2. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин М.И. и др. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика, 2002, Т.43. №2. С. 155–181.
3. Комарницкий В.М., Шипилов Э.В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН, 1991, т.320, № 5. С. 1203–1206.
4. Столбов Н. М. К вопросу о возрасте траппового магматизма архипелага Земля Фраца-Иосифа по радиологическим данным // В сб.: Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб, ВНИИОкеангеология, вып. 4. С. 199–202.
5. Пуцаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов. В сб.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. Ред. Ю.М. Пуцаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
6. Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурман. кн. Изд-во, 1989. 176 с.
7. Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В. и др. Возраст траппов Земли Франца-Иосифа. В сб.: Прогнозирование и оценка никеленосности новых рудных районов на Севере Сибирской платформы. Л.: 1983. С. 100–108.
8. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Недра, 1993. 451 с.
9. Шипилов Э.В. К тетано-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника, 2004, №5. С. 26–52.
10. Шипилов Э.В., Матишов Г.Г., Хасанкаев В.Б. Амеразийская генерация океанообразования в Арктике и ее влияние на эволюцию Баренцевоморской континентальной окраины // ДАН, 2003, Т. 390, № 5. С. 85–88.
11. Шипилов Э.В., Моссур А.П. Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря // Геотектоника, 1990, №1. С. 90–97.
12. Шипилов Э.В., Моссур А.П. Глубинная структура осадочного чехла Арктического региона // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1990. №10. С. 112–122.
13. Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. О генезисе антиклинальных структур месторождений углеводородов восточной части Баренцева моря // ДАН, 1995, Т.342, №1. С. 87–88.
14. Embry A.F. Geological and geophysical evidence in support of the hypothesis of anticlockwise rotation of northern Alaska // Marine geology. 1990. №93. P. 317–329.
15. Jansa L., F., Pe-Piper G. Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along Eastern North American continental margin // The Amer. Assoc. of Petroleum Geologists Bullet. 1988. V. 72. № 72. № 3. P. 347–366.
16. The Arctic Ocean Region. Vol. L. Geology of North America. Geol. Soc. Amer. Boulder Co, Ed. A. Grantz, L. Jonhson, I.F. Sweney. Colorado, 1990. 644 p.
17. Worsly D., Ada O.J., Dalland A., et al. The Geology History of Svalbard. Stavanger: Statoil, 1986. 121p.

**Этапы активизации тектонических процессов Баренцево-Карского региона
в фанерозое и нефтегазоносность**

Шипилов Э.В.¹, Волож Ю.А.², Антипов М.П.²

¹ Мурманский морской и биологический институт КНЦ РАН, г. Мурманск, e-mail: ship@polarcom.ru

² Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: antipov@ginras

Накопленные к настоящему времени геолого-геофизические данные о глубинном строении и нефтегазоносности Евразийско-Арктической континентальной окраины (моря Печорское, Баренцево, Карское) [2,4-11], позволяют высказать обоснованные суждения о связях между особенностями тектонического развития региона (обусловленных сменой геодинамического режима) и характером размещения в его пределах месторождений нефти и газа.

Формирование современной структуры осадочного чехла и консолидированной коры региона происходило в течение последних 700-800 млн. лет. История становления структуры земной коры региона, с определенной долей условности, может быть подразделена на три основных этапа. Первый наиболее длительный этап, охватывает конец неопротерозоя и весь палеозой. Он соответствует