

УДК 55:551.462.32(268.45)

АМЕРАЗИЙСКАЯ ГЕНЕРАЦИЯ ОКЕАНООБРАЗОВАНИЯ В АРКТИКЕ И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА ЭВОЛЮЦИЮ БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

© 2003 г. Э. В. Шипилов, академик Г. Г. Матишов, В. Б. Хасанкаев

Поступило 13.01.2003 г.

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? Каковы геосторическая последовательность и взаимосвязь событий в Арктике, повлекших, казалось бы, столь разноплановые тенденции в развитии Баренцевской окраины?

В представленной работе на основе морских геолого-геофизических данных [1, 2] 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 позднемезозойского возраста этой геоструктуры и стартовой деструктивно-рифтогенной активизации, приведшей к первой генерации молодого океанообразования — заложению Канадской впадины и формированию Амеразийского бассейна. Подтверждают это различные материалы [2], 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 про-

исходили 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 [3].

Различные палеотектонические реконструкции сходятся в том, что показывают в мезозое продольное положение спрединговой оси в Амеразийском бассейне [4]. Отмершая зона спрединга была выявлена в структуре аномального магнитного поля Канадской котловины [4–6].

Известен целый ряд моделей, объясняющих с различных сторон образование рассматриваемой области [4]. Однако наиболее обоснованным, подтвержденным геолого-геофизическими данными, а также палеогеодинамическими реконструкциями является ротационный механизм генезиса Амеразийского бассейна [4–6]. 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 [4].

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 [7].

Озерно-аллювиальные условия седиментации сменились здесь прибрежно-морскими и морскими, и песчаные толщи, столь характерные для ранней и средней юры, начиная с келловея замещаются песчано-глинистыми образованиями, а

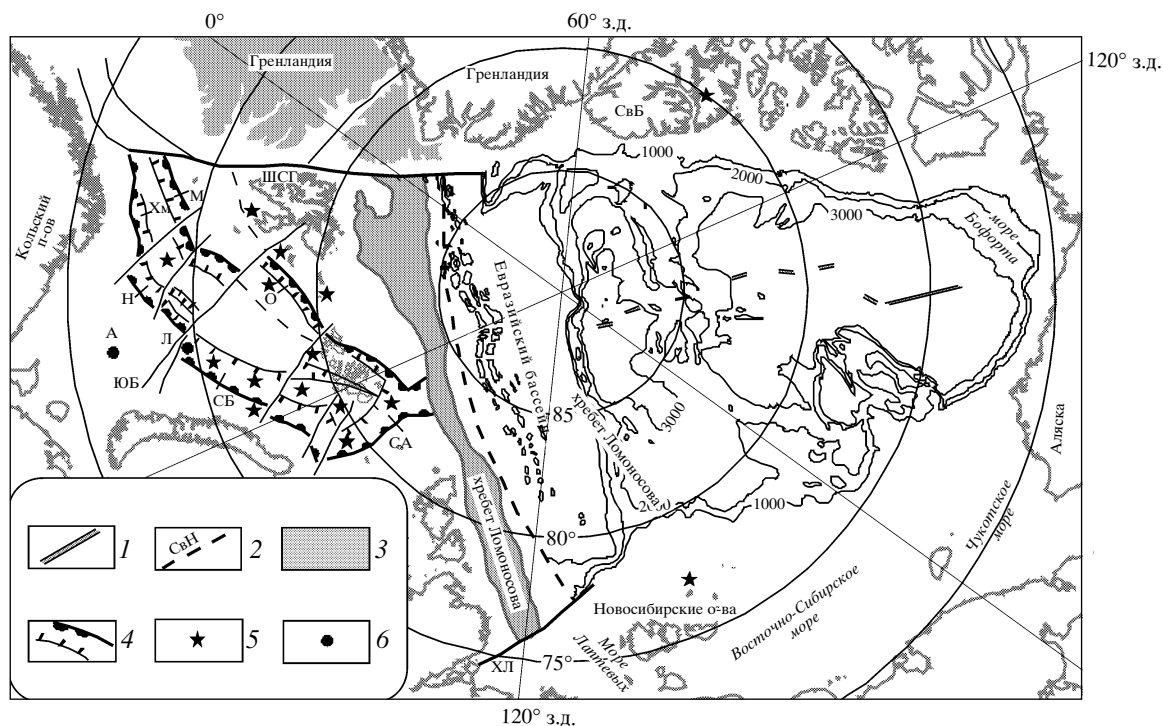


Рис. 1. Схема тектоно-геодинамических взаимоотношений Амеразийского бассейна и Баренцевоморской континентальной окраины. 1 – положение спредингового центра Амеразийского бассейна; 2 – Свердрупско-Новосибирская палеотрансформа; 3 – положение (вне указанной системы координат) Гренландии, Канадского Арктического архипелага и хребта Ломоносова до открытия Северо-Атлантического и Евразийского бассейнов; 4 – границы областей и бассейнов J–K-рифтогенной активизации Баренцевской окраины; 5 – районы базальтоидного J–K-магматизма; 6 – скважины (Л – Лудловская, А – Арктическая). Буквенные обозначения: бассейны – СА – Св. Анны, СБ – Северо-Баренцевский, Н – Нордкапский, Хм – Хаммерфест, М – Медвежинский, О – Ольги; ШСГ – Шпицбергенско-Северогренландская и ХЛ – Хатангско-Ломоносовская трансформы. Изобаты – 1000, 2000, 3000 м.

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 депозитов подобных особенностей не отмечается: в скважине Арктическая песчаники в верхней юре сменяются глинистыми отложениями.

На п-ове Канин, по нашим наблюдениям (лето 2002 г.), имеются гравелиты, судя по всему сред-

неюрского 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 сопровождалась и эндогенной активностью в виде интрузий основного состава. Возраст вскрытых скважиной в районе Лудловского поднятия (разделяющего Южно- и Северо-Баренцевские впадины) пластовых базальтов по K-Ar-методу составляет 159 млн. лет [1, 8], а в скважине Нагурской (архипелаг Земля Франца-Иосифа) – 151 ± 11 млн. лет [9]. Близкий возраст базальтов (145 млн. лет) устанавливается на Шпицбергене и его восточном шельфе [10], а также в Свердрупском бассейне (152 ± 6 млн. лет) [11]. Указанные изотопные датировки укладываются преимущественно в позднеюрский (волжский) отрезок геологической шкалы [12], когда в пределах Баренцевоморского региона, особенно в Восточно-Баренцевском мегабассейне, обозначились условия максимальной трансгрессии и накопления депрессивной черносланцевой фации киммеридж-волжского глинистого комплекса [1]. Материалы сейсмозаписки 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. Пушаровскому) или “магистральным” (по В.Е. Хаину) зонам, описанным в работе [13], и в частности Шпицбергенско-Северогренландской, а также выделенной недавно Хатангско-Ломоносовской [1]. Их роль заключается в том, что они разделяют сегменты океана, различающиеся 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 [14] 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 К–Аг – 131–139 млн. лет [1, 8], связанная с поднимающимся мантийным диапиром [1]. 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 [15].

Синхронно этим событиям активным базальтоидным магматизмом были охвачены Земля Франца-Иосифа (вплоть до сеномана, в скв. Нагурской возраст базальтов по К–Аг-методу составляет 103 ± 7 млн. лет [9]), трог Св. Анны, восточный шельф Шпицбергена (верхний предел 105 млн. лет [10]). 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 [11], 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 [4].

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) [13], и с этим процессом синхронизируется фаза континентального рифтинга в Арктике (Амеразийского бассейна, начиная с аалена–бата). Затем началось раскрытие Южно-Атлантической области – около 150 млн. лет назад, и с этим временем совпадают проявление юрского магматизма в Баренцевоморском регионе, морская трансгрессия с севера, углубление его бассейнов и накопление депрессивной черносланцевой фации киммеридж-волжского глинистого комплекса. В конце раннемеловой эпохи начинается основная фаза

раскрытия Амеразийского бассейна (продолжавшаяся с готерива до альба–сеномана). Рифтогенные процессы с сопутствующим магматизмом нарастают в Баренцевом море, Свердрупском бассейне в интервале от 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, нашла отражение в тектоно-геодинамических преобразованиях и палеофациальных условиях осадконакопления Баренцевоморской окраины. Разломно-деструктивное продолжение осевой зоны спрединга Амеразийского бассейна по простиранию было связано с полосой глубоких рифтовых прогибов – Св. Анны, Северо-Баренцевского, частично Южно-Баренцевского, Нордкапского, Хаммерфест, Медвежинского, Ольги и т.д. – навстречу раскрывающейся Северной Атлантике.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
2. Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск: Мурман. кн. изд-во, 1989. 176 с.
3. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин М.И. и др. // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 155–181.
4. The Arctic Ocean Region. V. 50. Geology of North America. Geol. Soc. Amer. Colorado, 1990. 644 p.
5. Embry A.F. // Mar. Geol. 1990. № 93. P. 317–329.
6. Lany L.S. In: Proc. Intern. Conf. on Arctic Margins. Anchorage (Alaska): Interior Miner. Management Serv., 1992. P. 283–288.
7. Дедеев В.А., Молин В.А., Розанов В.И. Юрская песчаная толща Европейского севера России. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 1997. 80 с.
8. Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. // ДАН. 1995. Т. 342. № 1. С. 87–88.
9. Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В. и др. В сб.: Прогнозирование и оценка никеленосности новых рудных районов на севере Сибирской платформы. Л., 1983. С. 100–108.
10. Worsly D., Ada O.J., Dalland A. et al. The Geology History of Svalbard. Stavanger: Statoil, 1986. 121 p.
11. Jansa L.F., Pe-Piper G. // Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull. 1988. V. 72. № 3. P. 347–366.
12. A Geologic Time Scale 1989. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1989.
13. Пуцаровский Ю.М. В сб.: Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
14. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Недра, 1993. 451 с.
15. Матишов Г.Г. Дно океана в ледниковый период. Л.: Недра. 1984. 176 с.