осадков pH-среды меняется незначительно (6,2–6,4), зато в спектре галобности (в отличие от первых двух разрезов) присутствуют мезогалобы, представленные Mastogloia Smithi var. lacustris Grun., Navicula peregrina (Ehr.)Kutz., Navicula salinarum Grun., Synedra pulchella (Ralfs.)Kutz., pacтет участие галофилов (18% на гл. 8–10 см). В заливе гораздо выше содержание галофобов (30– 35%), намного меньше арктоальпийских видов (25%), к поверхности дна возрастающих до 45%, а бореальных снижающихся с 55% до 40. Доля космополитов колеблется в пределах 10–20%. Таким образом, богатая и разнообразная диатомовая флора Повенецкого залива и ее эколого-географические характеристики не отражают существенных ухудшений состояния воды. Основные изменения в структуре комплексов показаны в таблице.

	Повенецкий з-в (W2)	Малое Онего (L2)	C-24
Кол-во видов	220	139	84
pH	6,2–6,4	6,2–6,5	6,0–6,3
галофилы	8–18 (%)	3–9	2-12
индифференты	50-70	60-80	62–90
галофобы	20–40	10-25	3–30
арктоальпийские	22–50	45–68	42-82
бореальные	40-62	20-35	8–38
космополиты	10 20	10-20	7–20

Таблица. Экологическая структура диатомовых комплексов Онежского озера

Литература

1. Гост 17.1.5.01-80. Охрана природы. Гидросфера. Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность.

2. Hakanson, L. & Jansson, M. 1983. Principles of lake sedimentology. Springer-Verlang, Berlin-Heidelberg, 316pp.

Новая геодинамическая модель эволюции северного сегмента Норвежско-Гренландского бассейна: от асимметричного спрединга к вторичному

Шипилов Э.В.

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

Рассматриваемый сегмент включает самое молодое звено спрединговой системы Северной Атлантики – хребет Книповича и спрединговый центр Моллой, разделяющие эту область Норвежско-Гренландского бассейна на две резко несимметричные части: впадину Бореальную и периокеанический прогиб Поморский (скрытый под осадочным чехлом). Молодой возраст функционирования спредингового центра хребта Книповича, по сравнению с хребтом Мона, подчеркивается его дискордантным (наложенным) расположением по отношению к линейным магнитным аномалиям океанического фундамента. Короткие отрезки этих аномалий отчетливо сохраняют простирания свойственные магнитным линеаментам в Гренландской и Лофотенской впадинах, сопровождавших аккрецию океанической коры в осевом спрединговом центре хребта Мона на протяжении всего кайнозоя. Контрастно выраженная асимметрия бассейнов относительно спредингового центра хребта Книповича, явный диссонанс последнего с рисунком магнитных аномалий и вместе с тем отчетливое отображение в рельефе дна и приуроченность к нему полосы эпицентров землетрясений, – все эти и другие обстоятельства породили непрекращающуюся дискуссию по поводу геодинамики формирования этой части Норвежско-Гренландского бассейна. Следует заметить, что изначально одним из самых неясных моментов, вызывающих разногласия, являлось, и до сих пор остается, интерпретационное толкование здесь возраста непротяженных отрезков линейных магнитных аномалий, закартированных от зон трансформных разломов Гренландская и Сенья на юге до трансформы

ГЕОДИНАМИКА, МАГМАТИЗМ, СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Моллой на севере. При этом поле развития отрезков этих аномалий, имеющих преимущественно ясную северо-восточную ориентировку, осложнено, помимо второстепенных трансформ, вмешательством просматривающихся элементов субмеридиональных румбов, согласованных с хребтом Книповича. Таким образом, можно полагать, что спрединговый центр хребта Книповича и сопровождающие его молодые линейные магнитные аномалии наложены на более древний структурный план полосовых магнитных аномалий имеющих северо-восточные простирания. И надо сказать, что указанная особенность находит подтверждение и при рассмотрении карты аномалий гравитационного поля [11,12].

В представленной работе предложена новая геодинамическая модель, обосновывающая становление современного тектонического облика рассматриваемого сегмента Норвежско-Гренландского бассейна.

Исследования последних лет [4,5] показывают, что спрединговый центр хребта Книповича начал функционировать после 13 хрона. С восточной цепочкой наиболее высоких гребневых вершин хребта Книповича связана аномалия 3 (4 млн. лет), хотя скважиной 344 вскрыта интрузия базальтов с возрастом по K-Ar 3 млн. лет [13]. А последней из линейных магнитных аномалий, идентифицированных к востоку от хребта, является 9 аномалия (около 29 млн. лет). И пока недостаточно фактов, что бы детализировать этот вопрос. Вместе с тем остается проблемой и объяснение здесь механизма резко выраженного асимметричного спрединга. Одна из наиболее популярных моделей, обсуждающей развитие этой части Норвежско-Гренландского бассейна, рассматривает механизм мелкоячеистой и косой сегментации осевой зоны спрединга хребта Книповича, позволяющей, в определенной мере, устранить противоречие между генеральным (практически меридиональным) простиранием хребта и северо-восточной ориентировкой линейных магнитных аномалий. На данный момент эта модель выглядит наиболее предпочтительной, объясняя заложение нового звена спрединга (хребта Книповича) сменой геометрии раскрытия бассейна в результате изменения траектории перемещения Гренландии относительно Баренцевоморского выступа Евразийской плиты. Но все же обоснование механизма асимметричного спрединга, а положение хребта Книповича и его аномальная приближенность к Шпицбергенской окраине – около 80 км, указывает именно на это, не является достаточно убедительным по целому ряду позиций указанным выше и обсуждаемым далее. Слишком велика разница в площадях, генерированной спредингом океанической коры по западную и восточную стороны от хребта Книповича. Отклонения от модели идеального симметричного спрединга в Атлантике отмечаются повсеместно (также как и в Евразийском бассейне), но такая «амплитуда» анормальности в целом для этого океана нехарактерна.

Исходя из постулатов тектоники плит создавшаяся ситуация могла бы быть объяснена поглощением части океанической коры под Западно-Баренцевскую континентальную окраину. Можно согласиться с В.Е. Хаиным [3], что, по существу, формальные условия для этого имеются. В пределах относительно узкой полосы Поморского прогиба, зажатой между Западно-Баренцевской континентальной окраиной и хребтом Книповича, океанический фундамент резко изгибается и погружается на глубины 10-11 км. Характер его сочленения здесь с утоняющейся континентальной корой не ясен. Скорей всего, по всем признакам, учитывая, хотя и медленную, скорость аккреции океанической коры данную ситуацию можно объяснить наличием условий сжатия на более глубинном уровне. По существующим представлениям погружение океанической коры может быть объяснено ее утяжелением по мере остывания в процессе удаления от спредингового центра и термоупругого сжатия коры. По расчетам это может происходить в течение 80 млн. лет с момента ее генерации и со временем скорость погружения падает. В поле развития спредингового центра хребта Книповича океаническая кора моложе 30 млн. лет. В Поморском прогибе скорость ее опускания была «стремительной», а осадконакопление носило лавинный характер. Очевидно, что несмотря низкую скорость спрединга, весь процесс (от начала погружения океанической коры до его окончания и перекомпенсации осадками) здесь проходил гораздо скоротечнее.

Вместе с тем и зоны субдукции вдоль Западно-Баренцевской окраины не устанавливается. Следует отметить, однако, что в одной из опубликованной недавно работ [6], на основе интерпретационного анализа данных аэрогеофизической съемки, весьма кратковременный эпизод субдукционного эффекта предполагается на крайнем западе Евразийского бассейна, на начальном этапе его раскрытия. Однако геологического подтверждения этому также нет. Но наряду с этим результатом существовавшей обстановки тектонического сжатия явилось формирование, объединенных до 13 хрона, Эуриканского и Западно-Шпицбергенского поясов деформаций, в условиях перемещения Гренландской плиты к северу. Представляется, что близкая, если не аналогичная, ситуация была создана в позднем эоцене, в другом регионе Земли, когда сопоставимая по размерам с Гренландией Индостанская плита столкнулась с Евразией положив, тем самым, начало созданию грандиознейшего горно-складчатого сооружения.

Обращает на себя внимание и то, что по западную сторону от хребта Книповича у континентального подножья Северо-Восточной Гренландии ясно выраженных периокеанических прогибов, тем более близких по гипсометрии фундамента и мощности осадочного чехла Поморскому прогибу, не закартировано. Это еще один из показателей характеризующих специфику в развитии северной части Норвежско-Гренландского бассейна, обусловленную, помимо всего, как представляется, фазами более активного воздымания Западно-Баренцевоморской окраины по сравнению северо-востоком Гренландской. Первая из них служила поставщиком огромного количества обломочного материала, сносимого в Поморский прогиб скорость осадконакопления в котором во второй половине кайнозоя возросла настолько, что превосходила темпы его прогибания. В итоге этот бассейн в раннем миоцене (около 22 млн. лет назад) уже был нивелирован осадками, а в дальнейшем и перекомпенсирован. Прогиб перестал быть седиментационной ловушкой, и обвально-оползневые массы и турбидитовые потоки вещества, сформировавшие в самом конце кайнозоя многочисленные клиноформы и лопасти конусов выноса, перехлестывали через северную часть развивающегося спредингового хребта Книповича. По этой причине Поморский прогиб никак не отражен в рельефе дна [4]. Можно констатировать, что чередование факторов неустойчивого ультрамедленного спрединга в хребте Книповича и воздымания Баренцевоморской окраины, это те геодинамические обстановки которые в совокупности привели к аномально быстрому тектоническому опусканию и формированию здесь глубокого периокеанического прогиба. На эти особенности возникновения впадин в целом для Атлантики обратил внимание Ю.М. Пущаровский [2]. В результате восточный борт Поморского прогиба подстилается континентальной корой переходного типа, западный –океанического, а его депоцентр маркирует границу между этими типами коры.

Анализ материалов позволяет считать, что до 13 хрона (35-33 млн. лет назад) блок хребта Ховгард входил в состав Западно-Баренцевской окраины и располагался в полосе нижней части континентального склона, чем и объясняется мощность его земной коры, достигающей 12-14 км [7], что, в общем, характерно для ряда асейсмичных хребтов. Возможно, что до отделения от окраины, это был выступ фундамента, в тылу которого располагался грабенообразный прогиб аналогичный или близкий по параметрам строения грабену Форландсунн (между Западным Шпицбергеном и Землей Принца Карла). Известные примеры формирования ряда асейсмичных хребтов (микроконтинентов) показывают непременное существование первичных океанических бассейнов, в сторону которых мигрируют, при отрыве от континентальных окраин их отторженцы. В рассматриваемом случае к западу от Баренцевоморской окраины, до начала функционирования спредингового центра Книповича также уже существовал океанический бассейн, ассоциируемый с Бореальной впадиной. Анализ геодинамической ситуации приводит к выводу, что его спрединговый центр развивался синхронно с хребтом Мона, но в целом по размерам этот бассейн значительно уступал суммарной площади впадин Гренландской и Лофотенской. Отмирание этого спредингового центра, располагавшегося в Бореальной впадине, произошло практически одновременно с хребтом Эгир. Функционирование обоих этих срединно-океанических хребтов, начиная от хрона 24в, продолжалось не более 25-30 млн. лет, как и отмечалось ранее[4].

Дальнейший сценарий развития рассматриваемого сегмента предполагает перескок спрединга к востоку в связи с чем, после 13 хрона, в конце олигоцена, вдоль Западно-Баренцевской окраины происходило сначала заложение зоны растяжения, а затем вторичного спредингового центра, т.е. будущего хребта Книповича. Его развитие и отодвигание от окраины привело к формированию По-

морского прогиба и отрыву блокового сегмента континентальной коры Ховгард. Синрифтовые комплексы отложений позднеолигоцен-раннемиоценового возраста едва не вскрыты скважиной 986 [9] в Поморском бассейне, а в тылу хребта Ховгард, в пределах так называемого Гренландско-Шпицбергенского порога, – скважиной 909 [10]. Отложения позднего олигоцена вскрыты скважиной 908 [10] и на хребте Ховгард, в поперечной ложбине, однако миоценовый интервал разреза (доплиоценовый) здесь отсутствует. Вероятное объяснение этому факту следующее. Исходя из предложенной геодинамической модели развития, в конце олигоцена блок хребта Ховгард еще входил в состав окраины, а в миоценовое время, после его отделения, формирующийся спрединговый хребет Книповича служил естественной дамбой перекрывающей поступление материала с источника размыва на востоке. Это подтверждается сейсмическими данными о строении и развитии Шпицбергенской окраины и самого хребта Книповича [1,5].

Таким образом, асимметрия северной части Норвежско-Гренландского бассейна, в отличие от существующих воззрений, обосновывается двухэтапной историей развития этого сегмента Атлантики, обусловленной становлением первичного и вторичного центров спрединга. Положение асейсмичного хребта Ховгард к западу от хребта Книповича свидетельствует о существовании первичного океанического бассейна на месте Бореальной впадины, спрединг в которой завершился до 13 хрона. Вторичный спрединговый центр – хребет Книповича начал формироваться около рубежа позднего олигоцена – раннего миоцена. Он привел к отколу от Баренцевоморской окраины блока континентальной коры поднятия Ховгард. В ходе аккреции полосы новой океанической коры этот асейсмичный хребет мигрировал на запад до современного положения в пределах Бореальной океанической впадины.

Литература

1. Батурин Д.Г. Структура осадочного чехла и развитие Шпицбергенской континентальной окраины. В кн.: Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия). Ред. Е.Ф. Безматерных, Б.В. Сенин, Э.В. Шипилов. Мурманск: Север. 1993. С. 35–47.

2. Пущаровский Ю.М. Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. № 3. С. 3–12.

3. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научн. мир, 2000. 606 с.

4. Шипилов Э.В.Генерации, стадии и специфика геодинамической эволюции молодого океанообразования в Арктике // ДАН. 2005. Т. 402. № 3. С. 375–379.

5. Шипилов Э.В., Шкарубо С.И., Разницин Ю.Н. Неотектоника северной части Норвежско-Гренландского бассейна (особенности строения и развития хребта Книповича и Поморского периокеанического прогиба) // ДАН. 2006. Т. 410. № 4. С. 506–511.

6. Brozena J.M., Childers V.A., Lawver L.M., Galagan L.M., Forsberg R., Faleide J.I., Eldholm O. New aerogeophysical study of the Eurasia Basin and Lomonosov Ridge: Implications for basin development // Geology. 2003. Vol. 31. № 9. P. 825–828.

7. Czuba W., Ritzmann O., Nishimura Y., Grad M., Mjelde R., Guterch A., Jokat W. Crustal structure of continent-ocean transition zone along two deep seismic transects in north-western Spitsbergen // Polish Polar Research. 2004. Vol. 25. № 3–4. P. 2005–221.

8. *Faleide J.I., Tsikalas F., Eldholm O.* Arctic geology, hydrocarbon resources and environmental challenges. Ed. M. Smelror, T. Bugge // Norsk Geologisk Forening (NGF). 2004. № 2. P. 45–46.

9. Forsberg C.F., Solheim A., Elverhoi A. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1999. Vol. 162. Ocean Drilling Program, College Station, TX. P. 233–246.

10. *Myhre A.M., Thide J., Firth J.V. et al.* Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. 1995. Vol. 151. Ocean Drilling Program, College Station, TX. 926 p.

11. Olesen O.G., Gellein J., Habrekke H., Kihle O., Skilbrei J.R., Smethurst M.A.Magnetic anomaly map Norway and adjacent ocean areas. Scale 1:3000000. Geological Survey of Norway, N-7002. Trondheim. 1997.

12. Skilbrey J.R., Kihle O., Olessen O.G., Gellein J., Sindre A., Solheim D., Nyland B. Gravity anomaly map Norway and adjacent ocean areas. Scale 1:3000000. Geological Survey of Norway, N-7491. Trondheim. 2000.

13. *Talwani M., Udintsev G.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1976. Vol. 38. Washington (U.S. Government Printing Office). 1256 p.

14. *Tessensohn F., Piepjohn K*.Eocene compressive deformation in the Arctic Canada, North Greenland and Svalbard and its plate tectonic causes // Polarforschung. 2000. 68. P. 121–124.

15. Zigler P.A. Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys. AAPG. Memoir 43. Tulsa, Oklahoma, USA: Shell. Intern. Mij. B.V., 1987. 198 p.+ 14 plate.