

Аномальное строение хребта Книповича

Е. А. Гусев

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов
Мирового океана (ВНИИОкеангеология), Санкт-Петербург

С. И. Шкарубо

Морская арктическая геологоразведочная экспедиция (МАГЭ), Мурманск

Аннотация. Анализ батиметрии, данных сейсмоакустических исследований и профилирования МОВ ОГТ, а также исследования современной сейсмичности хребта Книповича обнаруживает его несогласное в тектоническом плане положение по отношению к окружающим структурам, что позволяет отнести его к новейшим, наложенным образованиям. Время заложения хребта Книповича, как океанического рифта, по имеющимся геолого-геофизическим материалам относится к миоценовому времени. Простираение линеаментов, подчеркиваемое глубинной структурой и современной топографией дна в западном фланге хребта и в пределах его гребневой зоны, по-видимому, отражает геометрию полей напряжений и динамику тектонических движений, отличающихся от современного структурного плана. По степени выраженности структурных элементов и изменчивой направленности тектонического развития, нетипичных для срединно-океанических хребтов, хребет Книповича представляет собой океанический рифт, находящийся на стадии своего структурного оформления.

Введение

Район хребта Книповича многие годы служит полигоном комплексных и специальных исследований международных экспедиций научно-исследовательских судов. Повышенный интерес ученых всего мира к этому региону не случаен: архипелаг Шпицберген и прилегающий Норвежско-Гренландский океанический бассейн являются ключевыми структурами для понимания тектоники и эволюции западного сектора Арктического региона и развития структурных связей между Северной Атлантикой и Северным Ледовитым океаном в позднем кайнозое. Большинство исследователей признается спрединговая природа хребта Книповича в Норвежско-Гренландском бассейне. Наличие хорошо выраженной рифтовой долины, современная сейсмичность в районе хребта, знакопеременное магнитное поле, казалось бы, позволяют относить его к обычному звену мировой системы срединно-океанических хребтов. В то же время, многие "аномальные" черты строения данной

морфоструктуры не укладываются в рамки традиционных концепций и требуют еще своего объяснения.

Фактический материал

В основу работы положены материалы сейсмических и сейсмоакустических исследований Морской арктической геологоразведочной экспедиции (МАГЭ, г. Мурманск) [Батулин, 1990, 1992, 1993; Батулин, Нечхаев, 1989; Шкарубо, 1996, 1999], а также сейсмические материалы Бергенского Университета (Норвегия), Норвежского Нефтяного Директората и Федеральной геологической службы Германии (BGR, Ганновер) [Eiken, 1994; Faleide et al., 1996; Gabrielsen et al., 1990; Hinz and Schluter, 1978] (рис. 1). В анализ включены батиметрические карты [Мамушов, 1984; Нарышкин, 1998; Cherkis and Vogt, 1994; Crane et al., 1995; Ohta, 1982], результаты донного пробоотбора [Neumann and Schilling, 1984], глубоководного океанического бурения [Talwani and Udintsev, 1976; Thiede et al., 1995] и картировочного бурения на Западно-Баренцевской окраине [Eidvin et al., 1993; Sættem et al., 1994]. Кроме того, использовались изданные карты аномального магнитного и гравитационного полей [Faleide et al., 1984; Olesen et al., 1997].

©2001 Российский журнал наук о Земле.

Статья N RJR01056.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 6 июня 2001.

URL: <http://eos.wdcb.ru/rjes/v03/RJR01056/RJR01056.htm>

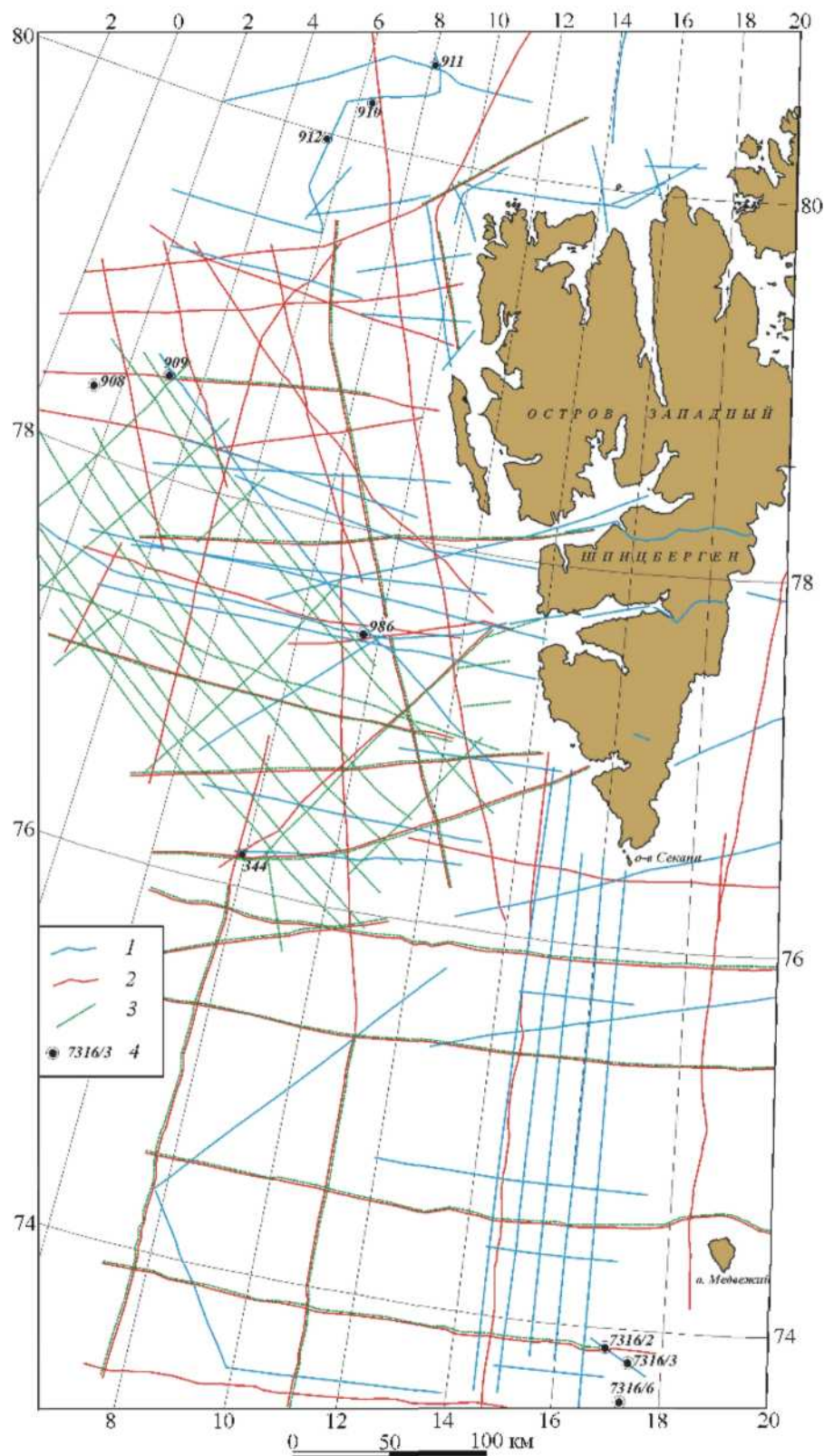


Рис. 1. Схема расположения сейсмических и сейсмоакустических профилей, использованных в данной работе.
 1 - линии сейсмических профилей, 2 - линии сейсмоакустических профилей МАГЭ, 3 - скважины ODP и NPD.

Методика исследований

Предлагается комплексный анализ широкого спектра геолого-геофизических данных, как оригинальных, так и опубликованных. Была составлена обзорная батиметрическая карта, куда были сведены изданные к настоящему времени батиметрические схемы и карты разных масштабов. Эти карты были уточнены на основе сейсмоакустических профилей, выполненных в 1986-1990 гг. Морской арктической геологоразведочной экспедицией. Для наиболее обеспеченной сейсмоакустическими данными северной части хребта Книповича (76°с.ш.-79°с.ш.) была составлена детальная батиметрическая карта. Район южнее 76°с.ш. на приведенной схеме (рис. 2) характеризуется более схематичным изображением рельефа дна. Линеаментный анализ этих карт, наряду с сейсмическими материалами, послужил основой для выделения неотектонических нарушений в гребневой зоне хребта Книповича.

Далее был выполнен сеймостратиграфический анализ материалов многоканального сейсмического профилирования. Для уточнения особенностей строения осадочного чехла глубоководной котловины Норвежско-Гренландского моря с учетом сеймостратиграфических схем разных авторов [Батури, 1986, 1992; Савостин, Батури, 1986; Шкарубо, 1999; Faleide et al, 1996; Him and Schluter, 1978] была проведена увязка сейсмических горизонтов. Стратиграфическая привязка опорных отражающих горизонтов базируется, в отличие от предшествующих работ, в том числе и на данных глубоководного океанического бурения в проливе Фрама.

В гребневой зоне хребта Книповича, отличающейся контрастным строением, где непрерывное прослеживание отражающих горизонтов затруднено, расчленение осадочного чехла основывалось на методе определения и идентификации "структурных стилей" отдельных комплексов. Выделение сеймостратиграфических комплексов в небольших изолированных впадинах производилось по ряду характерных признаков. Таковыми служат: характер сейсмической записи, несущей косвенную информацию о фациальном составе осадков; степень и вид деформаций осадочных толщ; характер соотношений комплексов между собой и с акустическим фундаментом. Правомерность применения подобных методических приемов диктуется отсутствием прямых геологических наблюдений в многочисленных изолированных впадинах, террасах, "карманах" и т.д., датирование осадочного чехла которых необходимо для проведения палеотектонических реконструкций.

Палеогеографическая эволюция Норвежско-Гренландского моря

Проведение глубоководного океанического бурения в южной части Норвежско-Гренландского моря (плато Воринг, Лофотенская и Норвежская котловины, Исландское плато) [Talwani and Udintsev, 1976] выявило основные этапы образования океанической котловины. Палеоцен-эоценовый осадочный чехол в ряде мест был сформирован в мелководных условиях, и только несогласно перекрывающие их миоценовые и плиоцен-четвертичные осадки могут быть с уверенностью отнесены к батимальным. Присутствие в разрезах глубоководных скважин выраженных стратиграфических перерывов позволило некоторым исследователям предполагать, что для части современной акватории Норвежско-Гренландского моря раннеолигоцен-среднемиоценовое время характеризовалось поднятием и даже континентальными условиями [Рудич, 1983].

Согласно плитотектонической гипотезе временем заложения южной части Норвежско-Гренландского моря считается эпоха 24 магнитной аномалии (56—58 млн. лет назад) [Talwani and Eldholm, 1976]. Однако наличие здесь аномальных по составу базальтов и несоответствие возраста базальтов, вскрытых глубоководным бурением, возрасту линейных магнитных аномалий послужило основанием для разработки тектонических моделей, альтернативным плитотектоническим [Рудич, 1983; Удинцев, 1982]. Ведущими процессами океанообразования в этих моделях являются тафрогенез, траппогенез, океанизация и рифтогенез. Кроме того, предполагалось, что срединно-океанические хребты сформировались на одной из заключительных стадий образования океанической котловины Норвежско-Гренландского моря [Рудич, 1983].

В системе периокеанических прогибов, окаймляющих материковые окраины, отлагались, в основном, кайнозойские осадки. В то же время резкое увеличение мощностей верхнемеловых пород на Западно-Баренцевской окраине [Gabrielsen et al., 1990], а также на плато Воринг [Sigmond, 1992] в сторону современной океанической впадины свидетельствует в пользу докайнозойского возраста заложения системы периокеанических прогибов, расположенных южнее разломной зоны Сенья. Обнаружение в разрезах глубоководных скважин наряду с вулканитами океанического фундамента даек и силлов, имеющих более поздний возраст, чем перекрывающие осадки [Talwani and Udintsev, 1976], свидетельствует о продолжавшихся магматических процессах. Подобные соотношения являются характерными для зон перехода от континента к котловинам Норвежско-

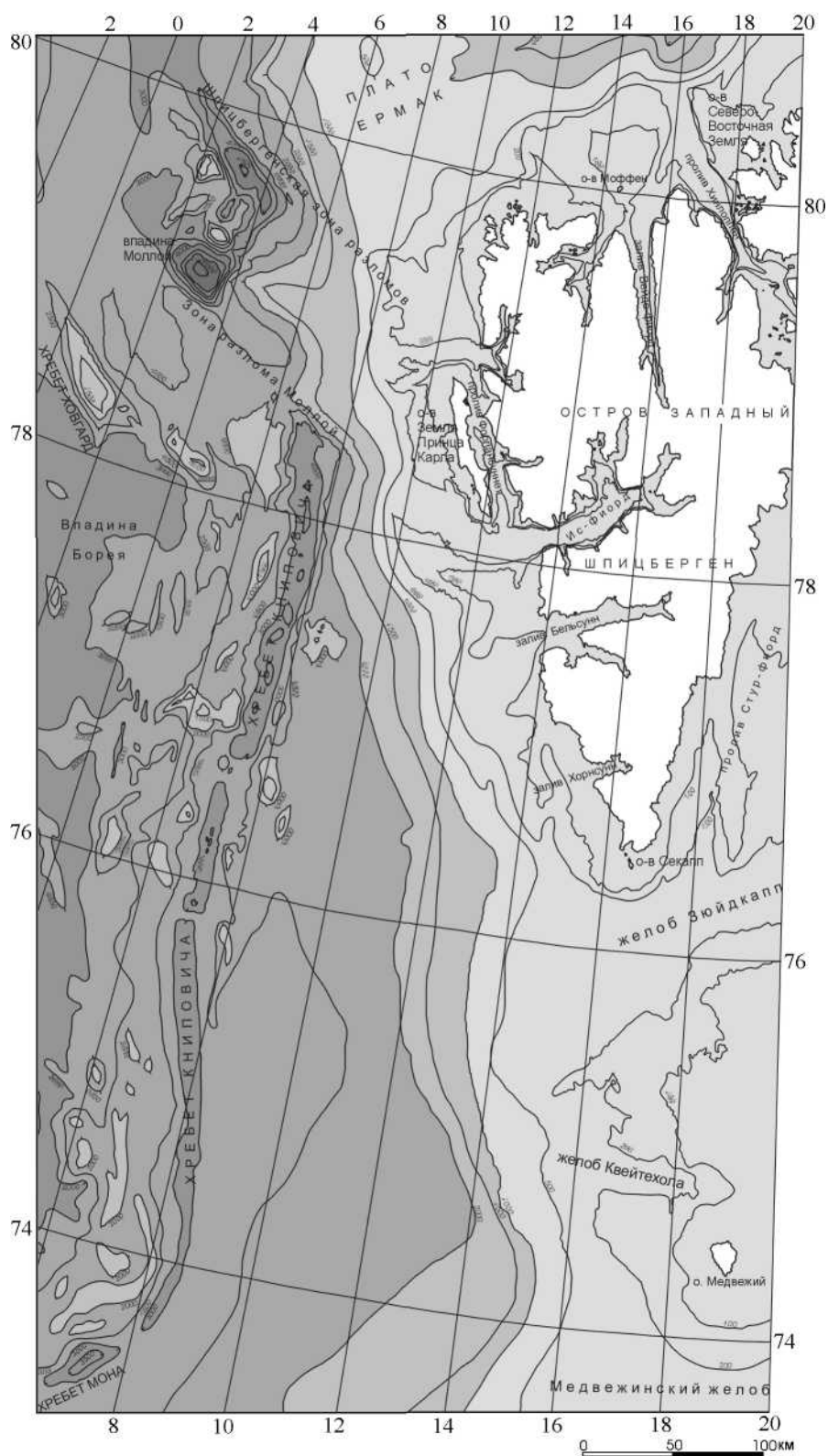


Рис. 2. Батиметрическая схема северо-восточной части Норвежско-Гренландского моря, построенная с использованием данных *Ohta* [1982], *Crane et al* [1995], *Cherkis & Vogt* [1994], а также сейсмоакустических профилей МАГЭ (рис. 1).

Гренландского моря, где осадочные толщи постепенно замещаются туфами и лавами океанической коры [Климин, 1983, 1988]. Такие структуры в пределах Восточно-Гренландской окраины, выявленные сейсмическими исследованиями, названы "псевдоэскарпами" [Larsen, 1990].

Более близкими к предмету обсуждения являются результаты бурения скважин 908, 909 в проливе Фрама, находящихся непосредственно к северо-западу от хребта Книповича [Thiede et al., 1995] (рис. 3). Полученные материалы свидетельствуют об изолированности существовавшего здесь в олигоценовое время морского бассейна. Анализ габитуса скелетов силикофлагеллят *Cannopilus hemisphaericus*, *Dictyocha bryonalis*, *Distephanus crux*, *D. paulii* подтверждает весьма ограниченное влияние поверхностных вод Северной Атлантики [Locker, 1996]. Сходство перечисленных видов с комплексами Западной Сибири и Урала указывает на возможные палеогеографические связи с востоком через Арктический бассейн или через Баренцево море.

Палеогеновые диатомовые комплексы в скважине 908, расположенной к северо-западу от хребта Книповича, в пределах асейсмичного хребта Ховгард, характеризуются эпифитичными формами, указывающими на неритовую и прибрежную обстановку с низкой соленостью. Прибрежную палеообстановку подтверждают обнаруженные здесь эпипеллические (растущие на мягком осадке), эпипсаммитовые (растущие на песчаном дне), эпибентичные диатомовые таксоценозы. Этот вывод сделан на основе анализа современных экологических обстановок обитания родов *Paralia*, *Diploneis*, *Cocconeis*, *Grammatophora*, *Rhaphoneis* и др. [Scherer and Kod, 1996]. Комплекс палеогеновых диатомовых в скважине 908 свидетельствует также о высокой скорости седиментации в обстановке континентального шельфа с палеоглубинами в первые сотни метров. Довольно часто встречаются пресноводные диатомовые, представляющие прибрежные болота и марши (ацидофильные диатомовые родов *Eunotia* и *Pinnularia*) [Scherer and Kod, 1996]. Некоторые формы, встречающиеся в скважине 908, описаны в олигоценовых осадках Западной Сибири, где они также свидетельствуют о слабосоленой среде обитания в прибрежной обстановке. Комплексы бентосных фораминифер в палеогеновых осадках северной части Норвежско-Гренландского бассейна указывают на обстановку несколько более глубокого шельфа [Ostermann and Spiegler, 1996]. В течение миоцена пролив Фрама отличался высокими темпами осадконакопления и был изолированным относительно глубоководным бассейном, о чем свидетельствуют исследования агглютинирующих бентосных фораминифер. Эта обстановка седиментации благоприятствовала сохранению комплексов агглютини-

рующих бентосных фораминифер в течение более длительного времени, чем в Северной Атлантике, где они исчезли гораздо раньше [Ostermann and Spiegler, 1996]. Изоляция придонных вод от остальной Северной Атлантики подтверждается также отсутствием карбонатной фауны в скважине 909.

Перечисленные особенности указывают на изолированность бассейнов северной части Норвежско-Гренландского моря, а также на экстраординарную динамику формирования глубоководной впадины с высокими скоростями тектонического погружения в миоцене и особенно в плиоцен-четвертичное время.

Обсуждение

Строение океанической котловины. Для выяснения структурного и генетического типа хребта Книповича, а также для реконструкции тектонических и геодинамических процессов, ответственных за образование современной морфоструктуры гребневой зоны хребта и рифтовой долины, необходимо обратиться, прежде всего, к общему строению котловины северной части Норвежско-Гренландского бассейна.

Согласно плитотектонической гипотезе образования Норвежско-Гренландского бассейна [Talwani and Eldholm, 1977] раскрытие его северной части началось 36 млн лет назад (13 аномалия), когда Северо-Американская и Евразийская плиты отделились друг от друга, в результате чего образовался океанический рифт. Из подобного сценария тектонической эволюции следует, что олигоценовые отложения, как синхронные начальному этапу раскрытия океанического бассейна, должны локализоваться у противоположных материковых окраин в периокеанических прогибах, а перекрывающие их миоценовые и плиоцен-четвертичные отложения должны характеризоваться более широким распространением, вплоть до зоны хребта.

Распределение осадочного чехла океанической котловины Норвежско-Гренландского бассейна контролируется структурой поверхности гетерогенного акустического фундамента (рис. 4), который по геолого-геофизическим характеристикам можно подразделить на океанический базальтовый фундамент, включающий гребневую зону хребта Книповича, абиссальную ступень и деструктурированный континентальный субстрат (рис. 5). Между континентальным и океаническим фундаментом по сейсмическим данным выделяется переходная зона [Шкарубо, 1996]. В пределах океанической котловины поверхность акустического фундамента в целом характеризуется наклоном в западном и восточном направлении от под-

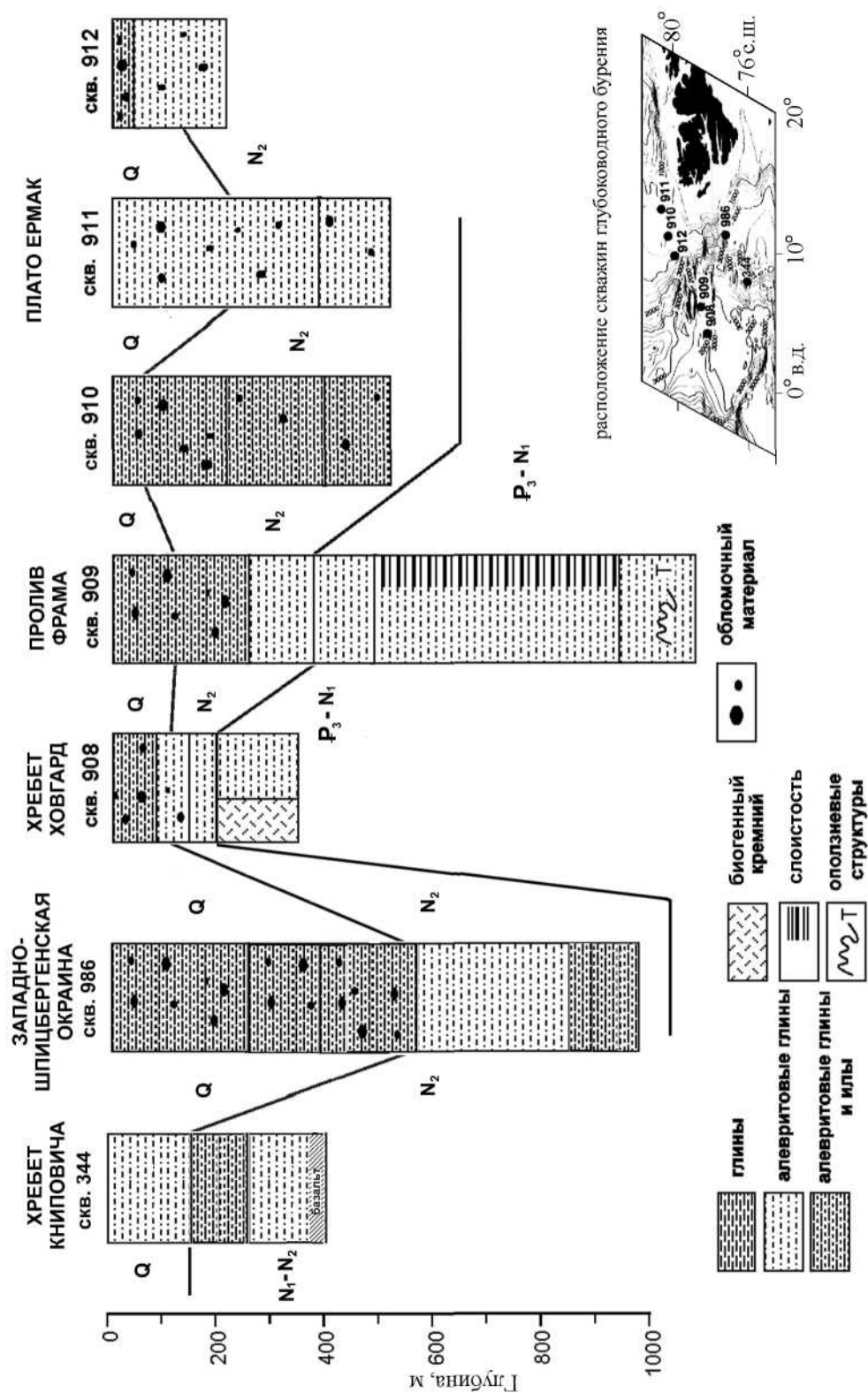


Рис. 3. Схема корреляции скважин глубоководного океанического бурения [Thiede et al., 1995; Talwani and Udintsev, 1976].

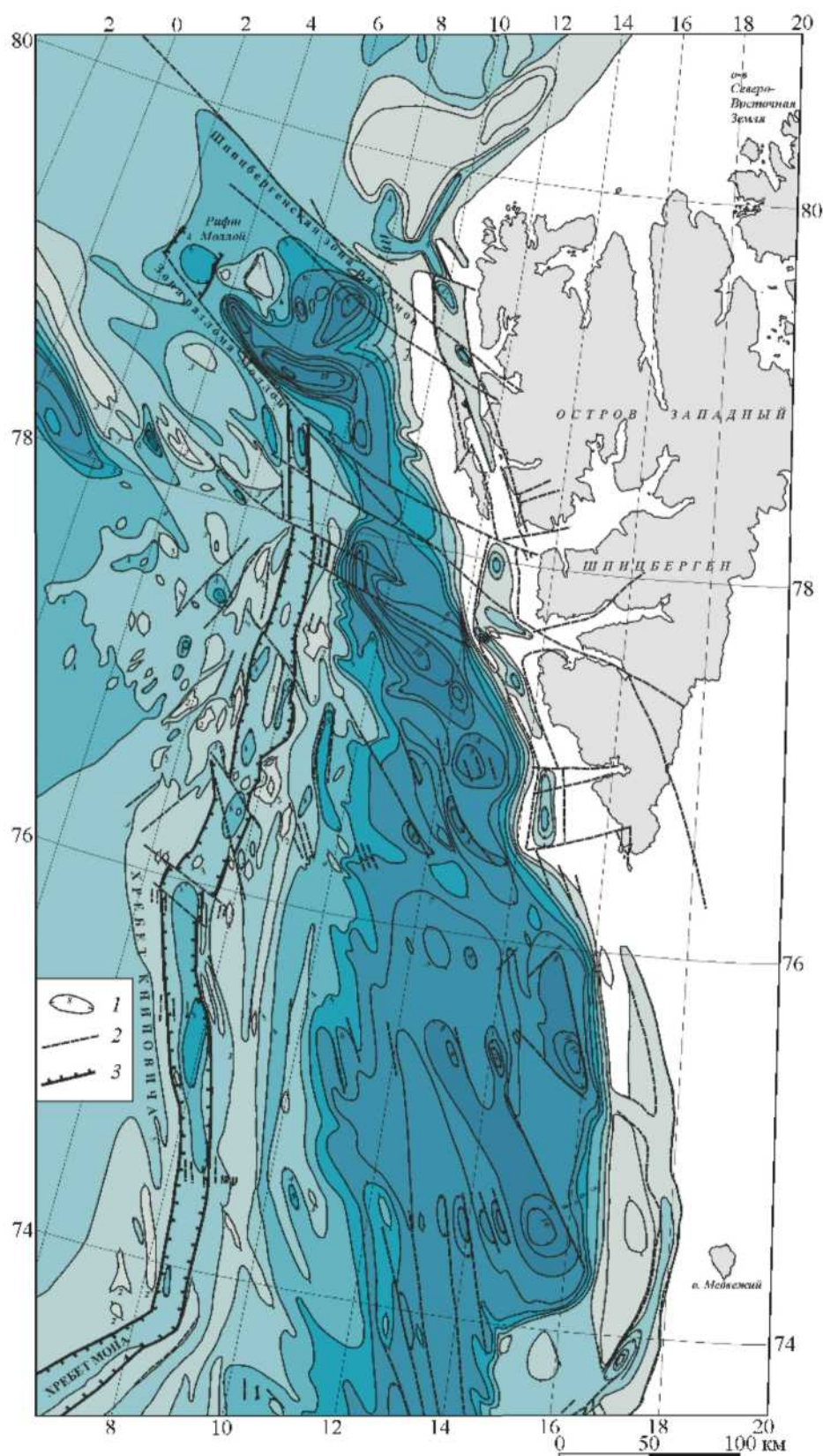


Рис. 4. Схема поверхности акустического фундамента. 1 - изогипсы поверхности фундамента, км; 2 - разломы; 3 - разломы, ограничивающие рифтовые долины.

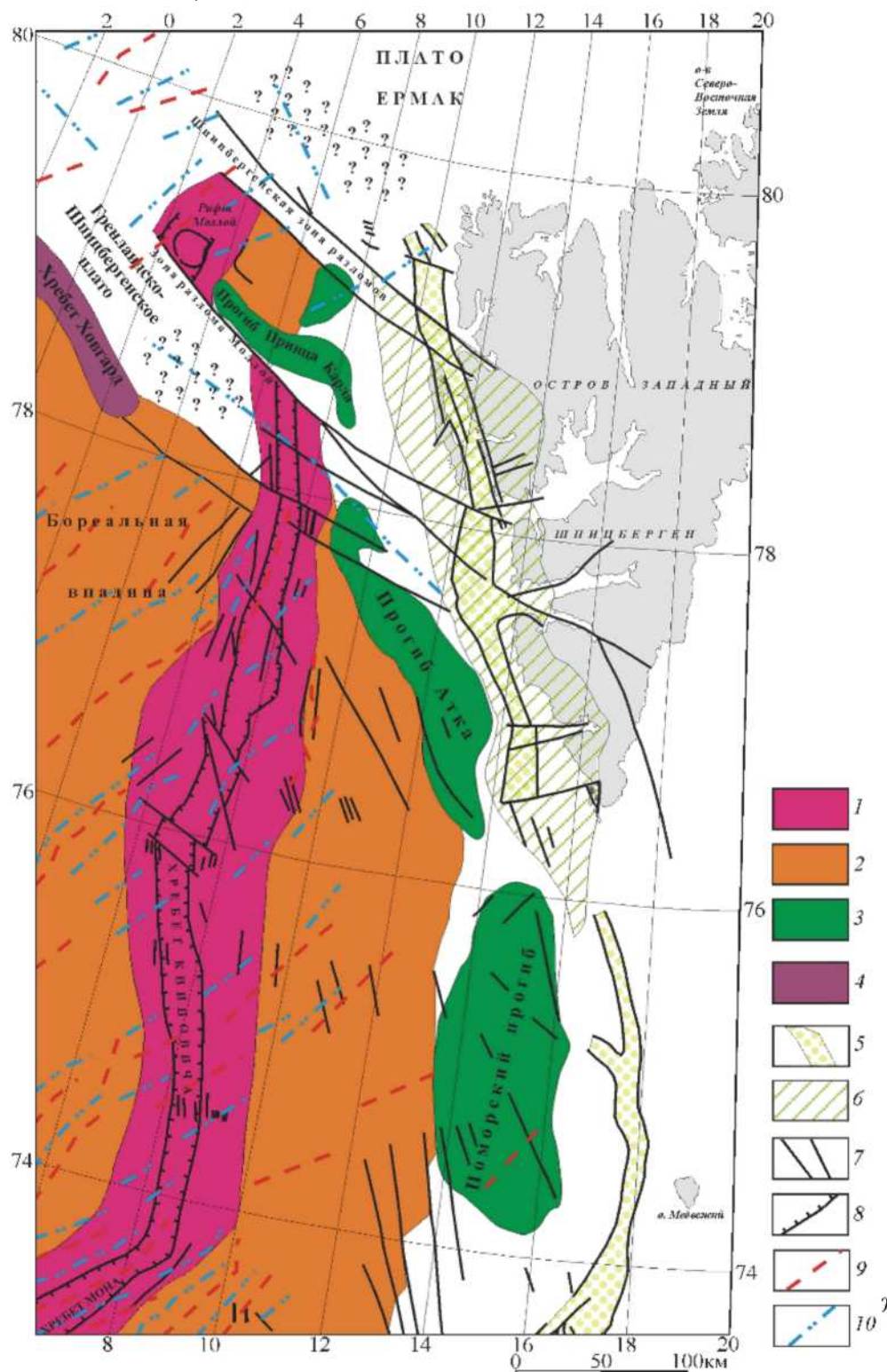


Рис. 5. Структурно-тектоническая схема северо-восточной части Норвежско-Гренландского моря.

1 - зона неотектонической активизации хребта Книповича; 2 - область развития океанической коры; 3 — периканнические прогибы и их названия; 4 - асейсмичный хребт Ховгард; 5 - система грабенообразных прогибов Форландсуннет-Белльсунн; 6 - складчато-надвиговой пояс Западного Шпицбергена; 7 - разломы; 8 - граничные разломы рифтовых долин; 9 - оси положительных магнитных аномалий [Olesen et al, 1997]; 10 - оси отрицательных магнитных аномалий [Olesen et al, 1997].

нения хребта Книповича. Наибольшая расчлененность рельефа фундамента наблюдается в области деструкции континентальной коры и в зоне неотектонической активности в гребневой зоне хребта. К западу от хребта Книповича, в Бореальной впадине, поверхность фундамента характеризуется мелкогрядовым расчленением. Вытянутые возвышенности и разделяющие их впадины ориентированы косо по отношению к простиранию хребта. К востоку от хребта осадочный чехол полностью сnivelировал неровности тектонического рельефа и морфология подножия склона характеризуется аккумулятивными формами современного рельефа.

Очертания глубоководной впадины подчеркиваются конфигурацией флексуно-разломной зоны материкового склона, представляющей собой континентальный фундамент, разбитый системой листрических сбросов и перекрытый осадочным клином. В районе бровки континентального склона и мористее в структуре осадочного чехла континентальной окраины выделяются вытянутые, кулисно-расположенные периокеанические прогибы.

Характер распределения и сейсмофациальные черты комплексов отложений в котловине Норвежско-Гренландского моря свидетельствует о резкой смене обстановки осадконакопления на рубеже миоцена-плиоцена.

Рифтовая долина. Рифтовая долина хребта Книповича имеет субмеридиональное простирание и на большом протяжении V-образный поперечный профиль (рис. 6). Крутизна склонов западного и восточного бортов меняется по простиранию рифтовой долины. В рифтовой долине наблюдаются многочисленные поднятия, которые в большинстве своем представляют собой действующие подводные вулканы с лавовыми потоками, зафиксированные сонарной съемкой [Crane et al., 1995]. Борта рифтовой долины осложнены террасовидными уступами, подчеркивающими блоковое строение гребневой зоны хребта. Эти ступенчатые сбросы нарушают базальтовый фундамент и весь перекрывающий его осадочный чехол, что указывает на сравнительно недавний возраст дислокаций растяжения. Уступы довольно часто размещены с 500-метровым шагом по глубине друг относительно друга. Как на восточном, так и на западном борту рифтовой долины наблюдается сокращение мощностей сейсмокомплексов в западном направлении. Это, возможно, указывает на "перехлест" потоков осадков со Шпицбергенской окраины через районы расположения современной рифтовой долины. Можно также предположить, что глубина депрессии на месте современной рифтовой долины в момент отложения осадочных толщ была гораздо меньше. Последующий провал океаническо-

го ложа и образование рифта привели к многочисленным нарушениям чехла.

Цепь наиболее высоких вершин гребневой зоны хребта ассоциируется с 3 магнитной аномалией. Осевая аномалия ярко выражена только в северной части хребта Книповича. Вулканические породы хребта Книповича относительно обогащены натрием, кремнием, калием и обеднены железом [Суцевская и др., 1997; Neumann and Schilling, 1984]. В пределах рифтовой долины фиксируется современная гидротермальная активность [Poroshina et al., 1998].

Распределение осадков в гребневой зоне.

Пробуренные на Гренландско-Шпицбергенском пороге скважины глубоководного океанического бурения (№ 908 и 909) позволили выполнить стратиграфическую привязку сейсмических горизонтов. Детальный анализ сейсмических данных говорит о широком распространении олигоценового комплекса, который прослеживается вплоть до гребневой зоны хребта Книповича (рис. 7). Этот наиболее древний осадочный комплекс Норвежско-Гренландского моря, вскрытый океаническим бурением [Thiede et al., 1995], в пределах гребневой зоны хребта, по-видимому, сохранился фрагментарно в понижениях поверхности океанического фундамента, где на олигоценовый комплекс несогласно налегают неогеновые отложения. Поверхность несогласия, указывающая на восходящие блоковые движения, в гребневой зоне хребта Книповича фиксируется на многочисленных профилях (рис. 8, 9). Этот перерыв в осадконакоплении отмечен и в разрезе скважины 908 на хребте Ховгард, где отсутствуют миоцен-раннеплиоценовые отложения [Thiede et al., 1995].

Особенности геодинамической обстановки в зоне хребта. Развитие в осадках гребневой зоны хребта стратиграфического перерыва, связанного с неотложением осадков или их возможным размытием позволяет предположить воздымание этой области дна. Судя по конседиментационным деформациям осадочных толщ, наблюдаемым на сейсмических разрезах и выраженным в "задирах" горизонтов и выклинивании осадочных комплексов по направлению к выступам фундамента, данная область была охвачена воздыманием именно в предпозднемиоценовое время. Амплитуда вертикальных движений в первом приближении соизмерима с относительным превышением гребневой зоны хребта над сопряженной абиссальной равниной (Бореальная впадина) и может достигать 0,5-1,0 км. В это же время формируется цепь наиболее высоких вулканических вершин, составляющих современный подводный хребет и ограничивающий рифтовую долину.

Сейсмические профили, пересекающие рифтовую долину в южной части хребта Книповича, обнару-

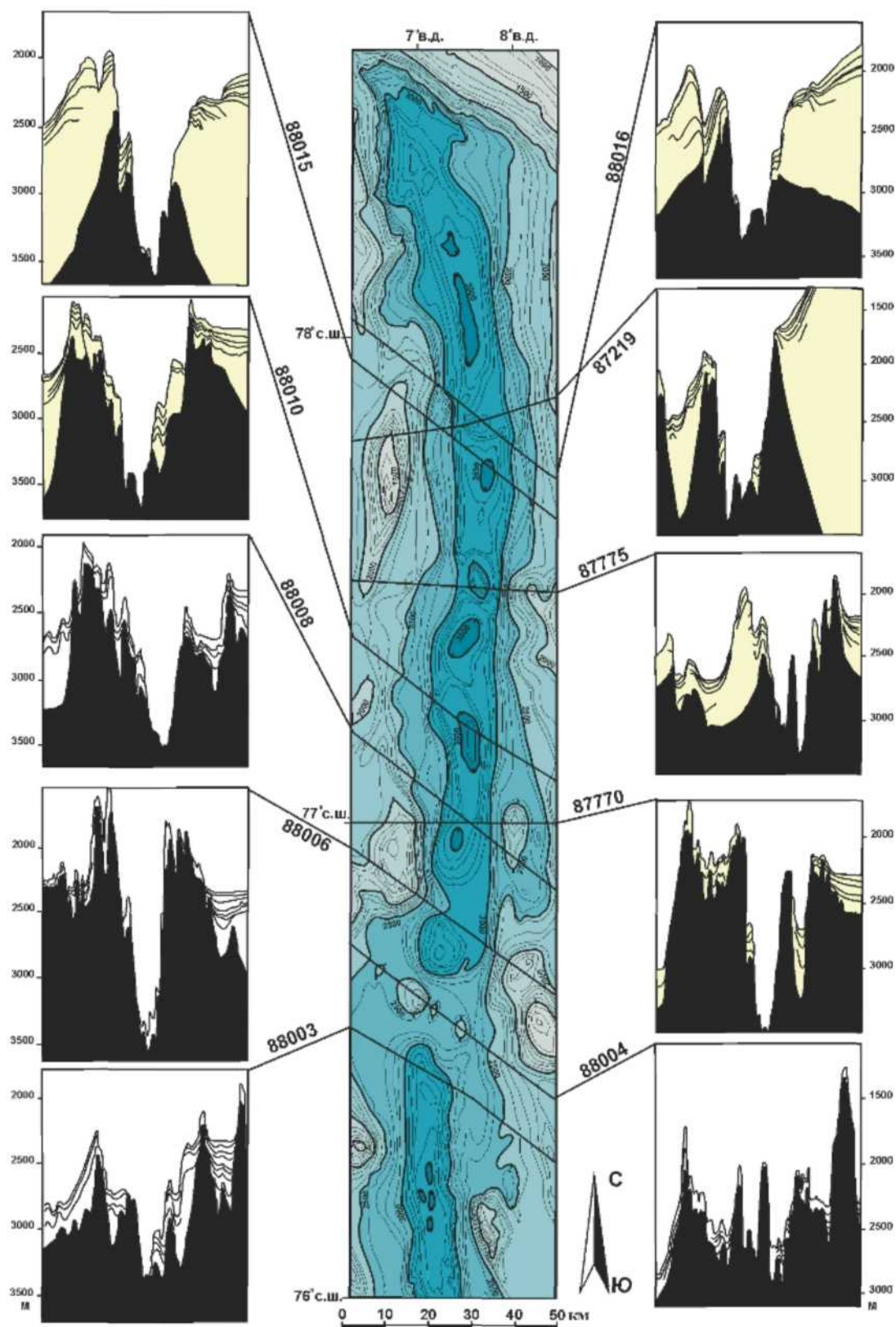


Рис. 6. Батиметрическая карта рифтовой долины хребта Книповича и секции ее сейсмо-акустические профили МАГЭ со сжатым горизонтальным масштабом.

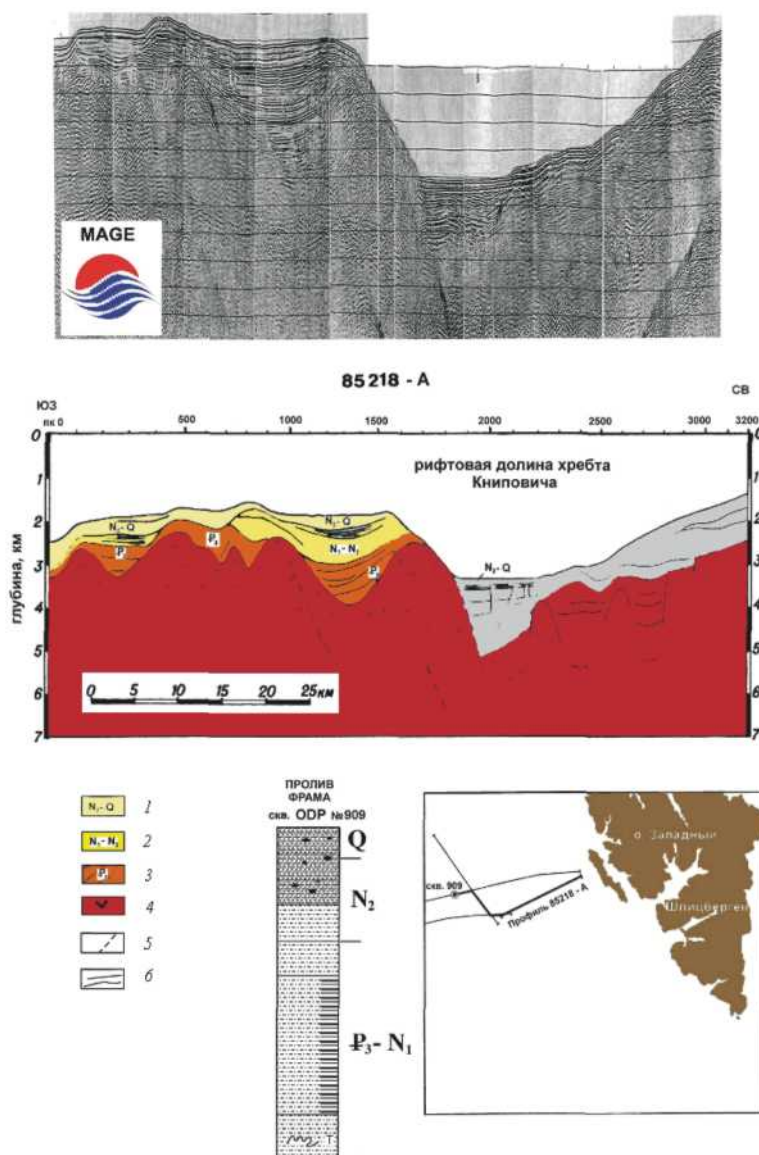


Рис. 7. Схема интерпретации сейсмического профиля 85218-А, пересекающего хребет Книповича в самой северной его части вблизи трансформного смещения оси хребта по разлому Моллой. Стратиграфическая привязка сейсмокомплексов дана по скважине глубоководного океанического бурения 909 и гриду сейсмических профилей МАГЭ.

1 - плиоцен-четвертичные осадки, 2 - миоцен-плиоценовые осадки, 3 - олигоценые породы, 4 - базальтовый океанический фундамент, 5 - разрывные нарушения, 6 - отдельные рефлекторы.

живают свидетельства цикличности процессов растяжения (рис. 10, 11). Осадочные толщи на плечах рифта, имеющие мощность до нескольких сотен метров, разбиты системой листрических разломов, относящихся по времени тектонического воздействия к единому импульсу неотектонической активизации. По-видимому, геодинамическая обстановка в районе хребта характеризовалась продолжительными фазами тектонического покоя, за которые успевала накопиться значительная по мощности осадочная толща,

и кратковременными вспышками активизации тектонических процессов.

Величина постолигоценового горизонтального растяжения в северной части хребта Книповича ориентировочно оценивается сложением проекций на горизонтальную плоскость мест отсутствия олигоценых пород, что примерно соответствует ширине рифтовой долины (порядка 20 км) и суммарной горизонтальной амплитуде сбросовых нарушений (до 1,5 км). Особенности строения гребневой зоны хребта

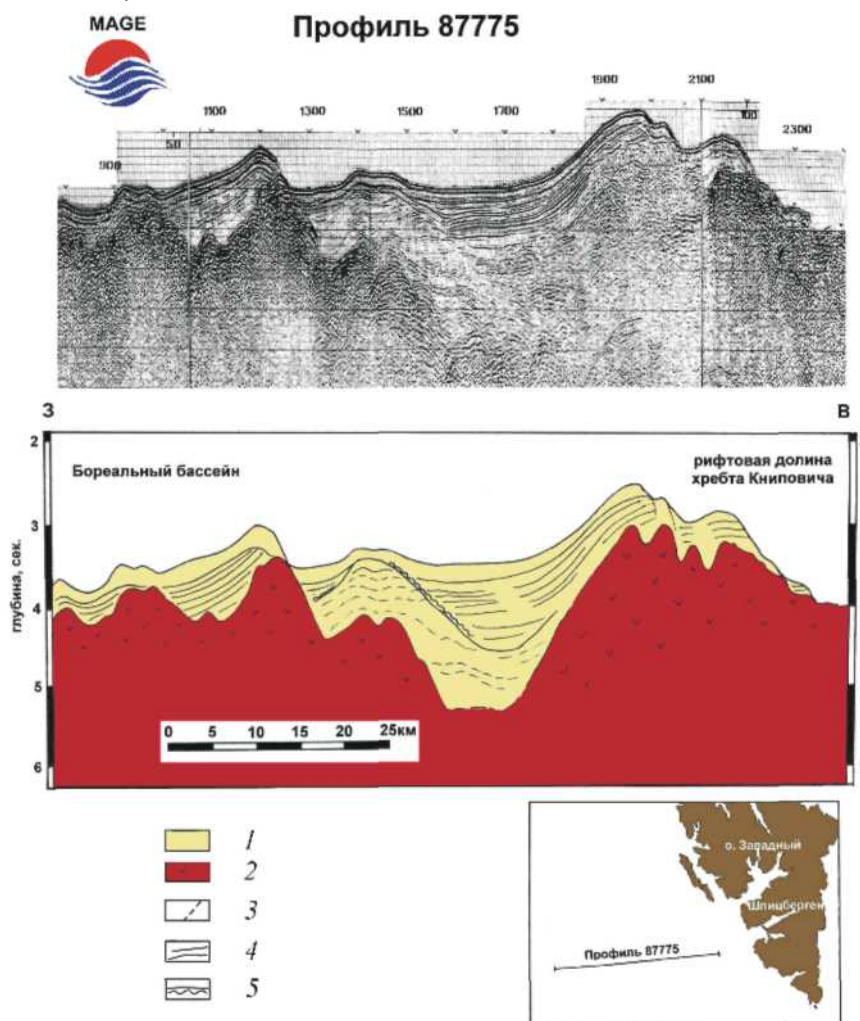


Рис. 8. Схема интерпретации сейсмического профиля 87775, пересекающего хребет Книповича в северной его части. В полуграбене, расположенном западнее рифтовой долины, наблюдается мощная (до 2 км) осадочная толща, подразделяющаяся по характеру сейсмической записи и скоростным характеристикам на два сейсмокомплекса, разделенных поверхностью несогласия.

1 - осадочные породы, 2 - базальтовый океанический фундамент, 3 - разрывные нарушения, 4 - отдельные рефлекторы, 5 - поверхности несогласий.

Книповича позволяют предположить в качестве ведущего механизма его образования возможное формирование сводового поднятия и его последующий раскол.

Эпицентры землетрясений в зоне хребта Книповича распределены неравномерно (рис. 12). Наблюдается сгущение эпицентров в пределах рифтовой долины в одних местах и их латеральной разрозненности в других [Аветисов, 1996, 1998; Аветисов и др., 1999; Sigmond, 1992]. Несколько севернее 76°с.ш. гребневая зона нарушена косо-ориентированным грабеном север-северо-западного простирания, за пре-

делами рифтовой долины грабен полностью компенсирован осадками. К зоне грабена приурочены эпицентры землетрясений [Аветисов, 1998], фокальные механизмы которых свидетельствуют о режиме нормального сброса в направлении ЗЮЗ-ВСВ, т.е. ортогонально по отношению к основному для хребта Книповича направлению растяжения (ЗСЗ-ВЮВ). Норвежские исследователи [Eiken, 1994] закартировали тройное сочленение рифтовой долины с небольшим грабеном в районе 77°с.ш. Все это говорит о разнонаправленных напряжениях растяжения в пределах хребта.

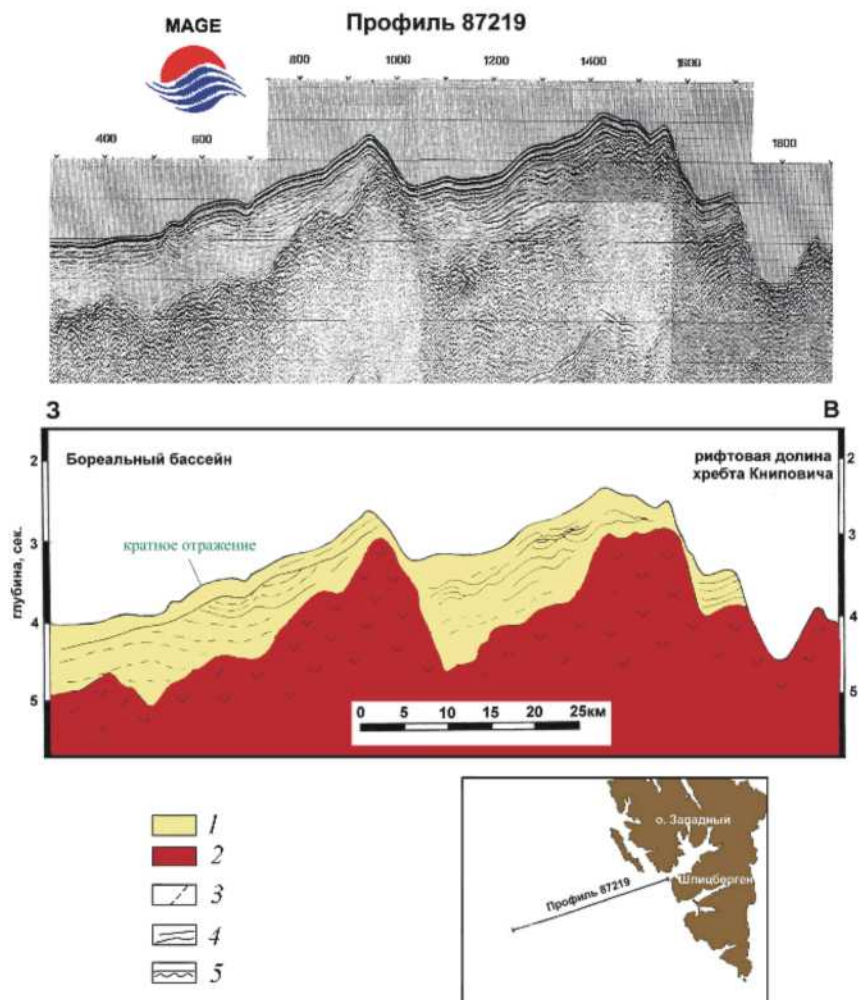


Рис. 9. Схема интерпретации сейсмического профиля 87219, пересекающего хребет Книповича в районе 78°с.ш.

Простирающие линейменты, выраженное в рельефе и подчеркиваемое структурными чертами базальтового фундамента отражает как параллельные растяжения, так и дискордантные ей структурные элементы: тектонические нарушения и вулканические (экструзивные) формы рельефа. Положение тектонических нарушений на западном фланге, по-видимому, наследует более древние, которые просматриваются в структуре аномального магнитного поля [Olesen *et al*, 1997] и имеют северо-восточное простирание.

Поперечные разломы. Существующие геодинамические модели, основанные на анализе структуры аномального магнитного поля, сейсмических и батиметрических данных [Батулин, 1990; Шкарубо, 1996, 1999; Ohta, 1982; Talwani and Eldholm, 1977], предполагают многочисленные смещения оси хреб-

та по системе поперечных разломов. Однако более детальные батиметрические построения (рис. 6) не подтвердили значительных сдвиговых перемещений в пределах гребневой зоны хребта и его рифтовой долины. Сравнение батиметрических карт и карты аномального магнитного поля [Olesen *et al*, 1997] убедительно показывает несогласное положение современной рифтовой долины и простираний магнитных аномалий. В этой связи можно предположить, что современная рифтовая зона хребта Книповича возникла в результате перескока оси спрединга в восточном направлении, произошедшем в позднем миоцене. Новая ось растяжения при этом испытывала стремление максимально "спрямить" свое простирание.

Полученные при драгировании в пределах хребта Книповича базальты по своему химическому составу отвечают вулканитам срединных хребтов, ни один

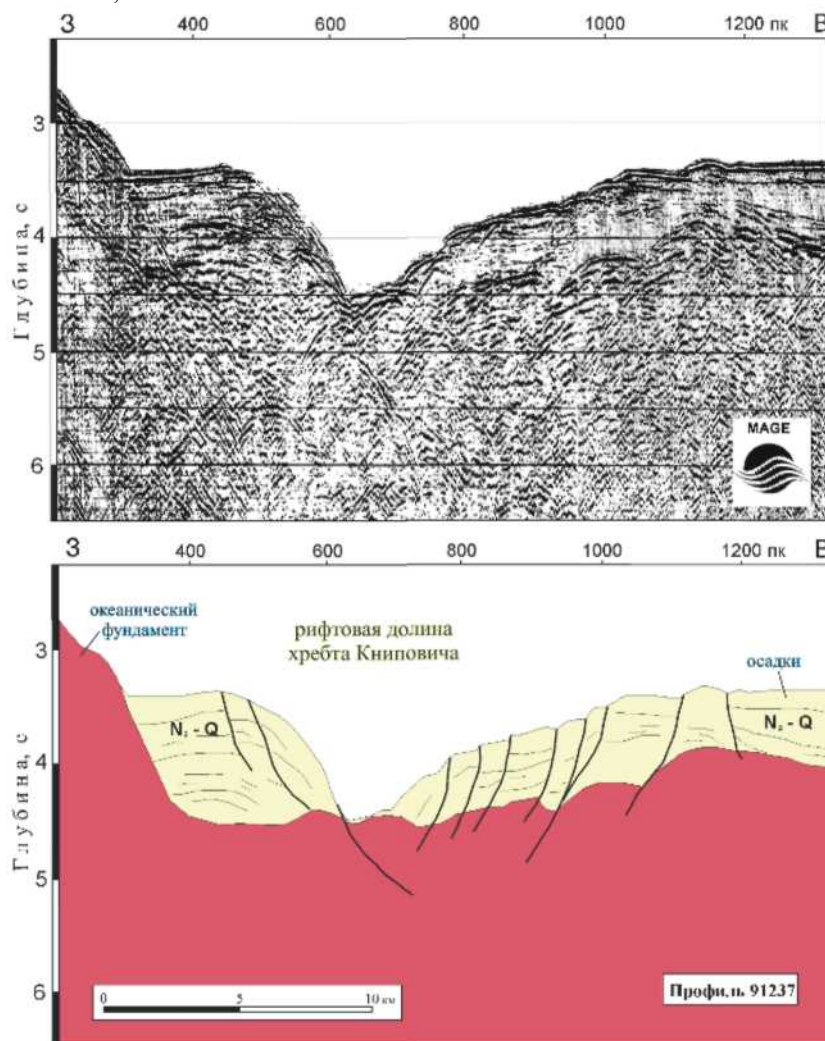


Рис. 10. Схема интерпретации сейсмического профиля 91237, пересекающего рифтовую долину хребта Книповича 74°с.ш. Листрические сбросы, нарушающие осадочную толщу в рифтовой долине - свидетельство цикличности растяжения.

из образцов не имеет свойств, характерных для базальтов трансформных разломов [Сущевская и др., 1997; Neumann and Schilling, 1984]. Среди хребтов и разломных зон Норвежско-Гренландского моря хребет Книповича выделяется самым низким уровнем сейсмической активности, а сильные землетрясения наиболее часты как раз в зонах трансформных разломов [Аветисов, 1998]. Вместе с тем, анализ сейсмического разреза 89239 (рис. 13), ориентированного вдоль простирания хребта и проходящего через его гребневую зону и рифтовую долину от 73°с.ш. до 77°с.ш., обнаруживает густую сеть мелких и крупных неотектонических нарушений, придающих этой области "клавишную" структуру. Можно рассуждать о том, относятся ли эти нарушения к трансформным, а также о величине сдвиговой компоненты вдоль этих нарушений. Более детальные исследования в бу-

дущем, безусловно, дадут исчерпывающий ответ на эти вопросы.

Заключение

Детальное изучение батиметрии, сейсмоакустических и многоканальных сейсмических профилей, а также данных о современной сейсмичности хребта Книповича обнаруживает его дискордантное положение по отношению к окружающим структурам, что позволяет связать его формирование с новейшими, наложенными тектоническими процессами. Являясь в настоящее время активным центром спрединга и характеризуясь хорошо выраженной рифтовой долиной, множеством действующих подводных вулканов, участками гидротермальной актив-

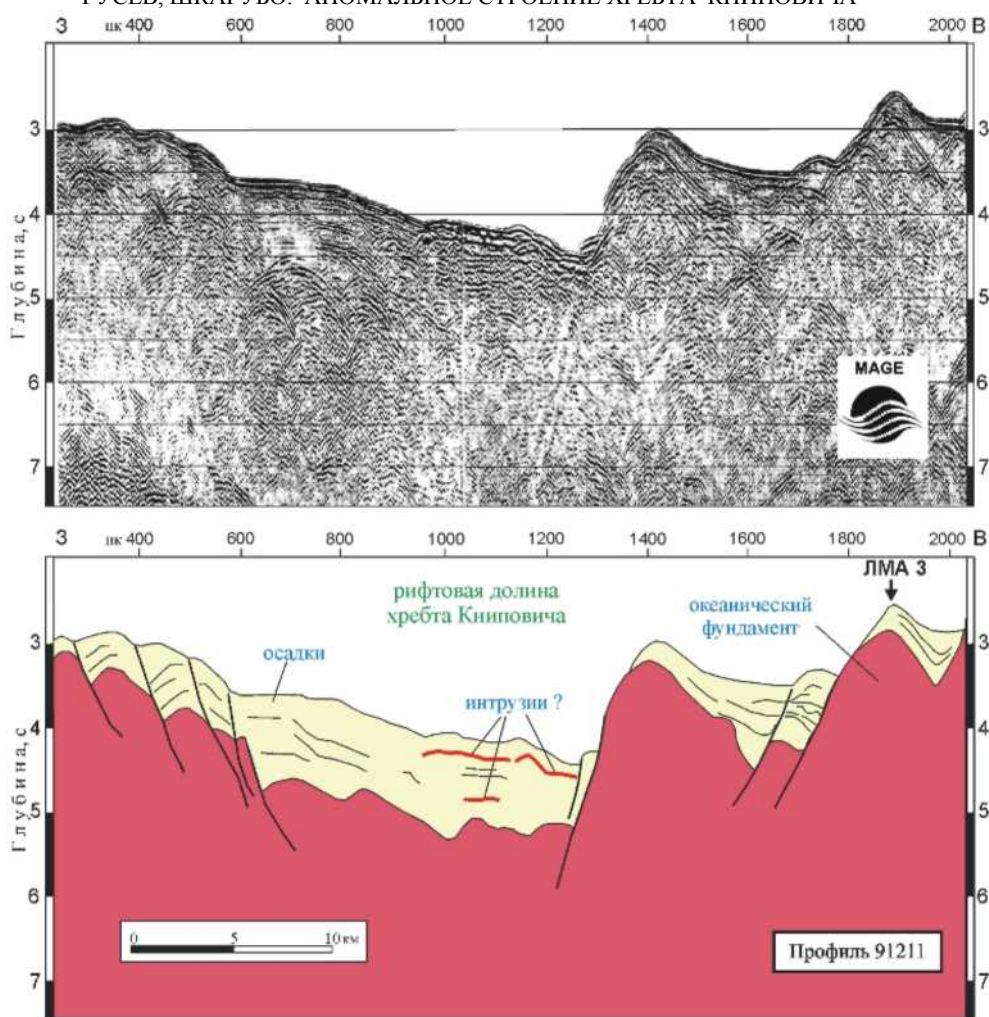


Рис. 11. Схема интерпретации профиля 91211.

ности и современной сейсмичностью, хребет Книповича не обнаруживает четко выраженного непрерывного разрастания океанического ложа. Процессы растяжения характеризуются цикличностью: импульсы резкого усиления тектонической и магматической активности чередуются с продолжительными периодами покоя. В различных сегментах рифтовой зоны хребта импульсы растяжения с образованием нормальных или листрических сбросов и внедрения базальтовых экструзий проявляются одновременно.

Локализация океанического рифта хребта Книповича в восточной части котловины Норвежско-Гренландского бассейна, в непосредственной близости Западно-Шпицбергенской окраины, произошла в миоценовое время. Вывод сделан на основе анализа сейсмических разрезов, имеющих стратиграфическую привязку по фаунистически охарактеризованным разрезам скважин глубоководного океанического бурения.

Вышесказанное свидетельствует об особенностях строения хребта Книповича, аномальных для типичных срединно-океанических хребтов. Хребет Книповича представляется скорее как молодой океанический рифт, который образовался в миоценовое время, но структурно не оформленный к настоящему времени как срединно-океанический хребет.

Благодарности. Мы выражаем благодарность Г. П. Аветисову, В. В. Верба, В. С. Зархидзе и Е. Е. Мусатову за полезные обсуждения этой работы.

Литература

- Аветисов Г. П., *Сейсмоактивные зоны Арктики*. 185 с, ВНИИОкеангеология, С-Пб., 1996.
Аветисов Г. П., Особенности геодинамики зоны подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн), *Геолого-геофизические характеристики лито-*

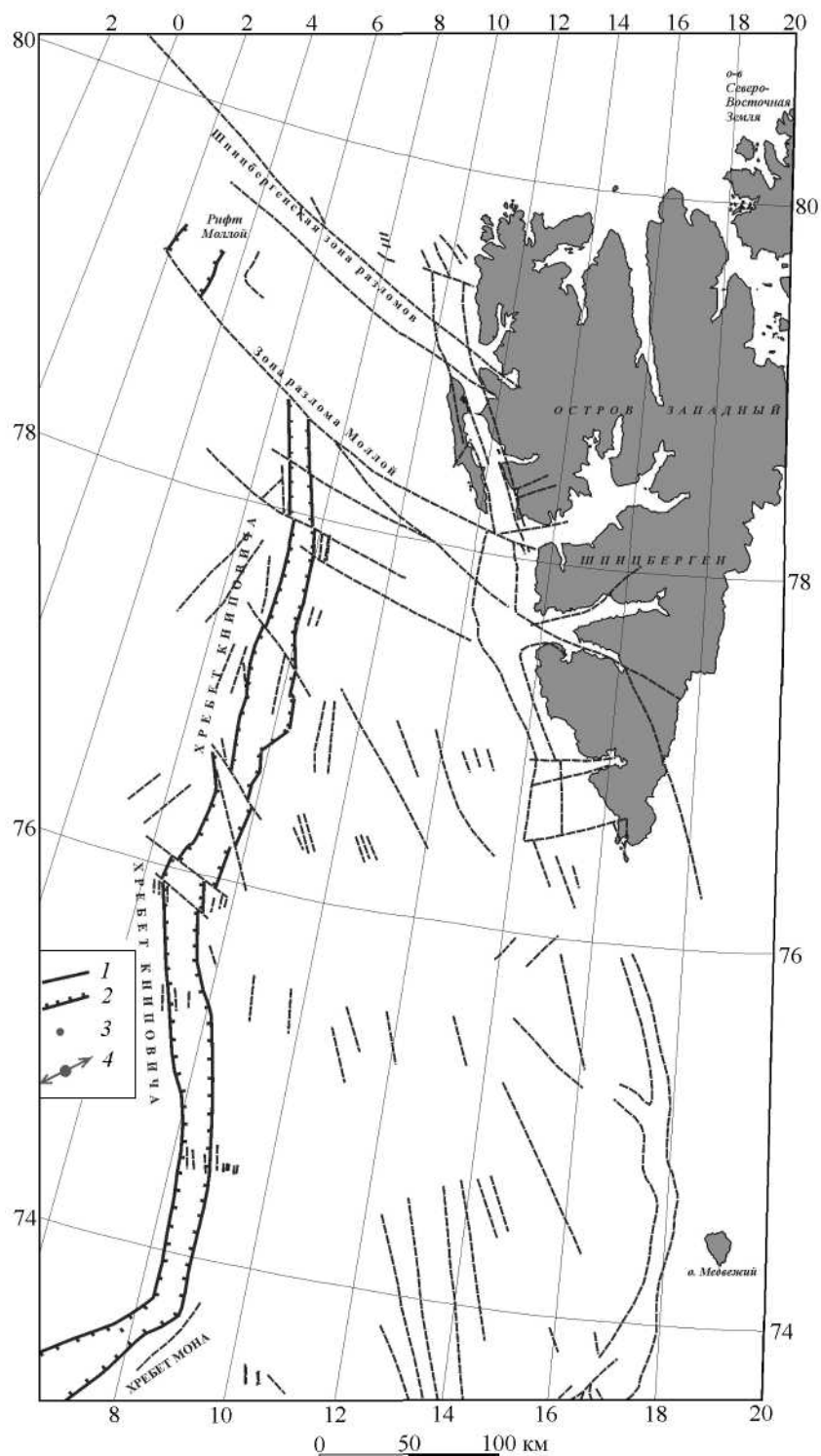


Рис. 12. Схема основных тектонических нарушений и эпицентров землетрясений. 1 - разломы; 2 - разломы, ограничивающие рифтовые долины; 3 - эпицентры землетрясений [Sigmond, 1992]; 4 - фокальные механизмы землетрясений [Аввтисов, 1996]: N - сброс; S - сдвиг; NS - сбросо-сдвиг; T - взброс.

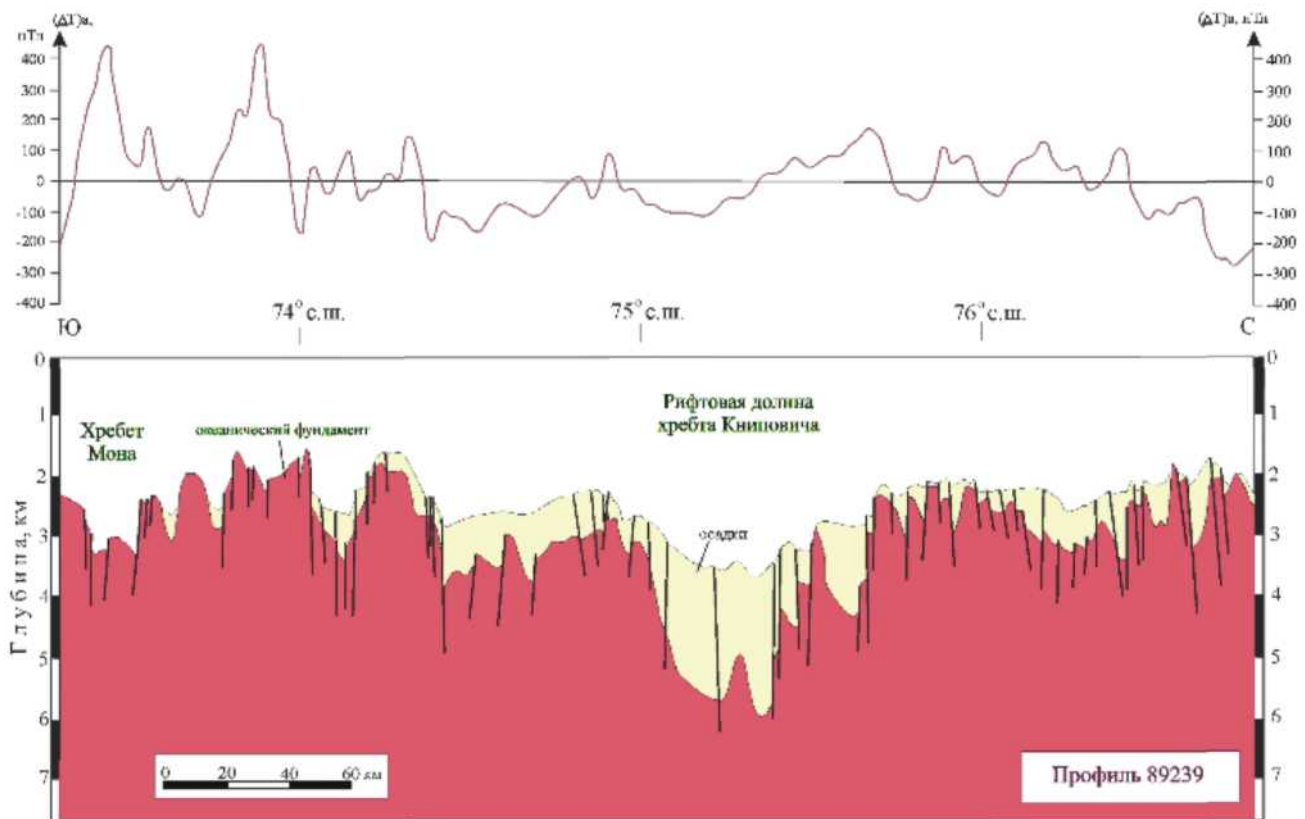


Рис. 13. Схема интерпретации сейсмического профиля 89239. Отражение мелкомасштабной сегментации гребневой зоны хребта Книповича.

- сферы Арктического региона, Выпуск 2, с. 46-57, ВНИИОкеангеология, С-Пбс, 1998.
- Аветисов Г. П., Верба В. В., Степанова Т. В., Геодинамика подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн), *Материалы международной конференции "Геодинамика и геоэкология" РАН РФ*, с. 4-5, Архангельск, 1999.
- Батурин Д. Г., Западная континентальная окраина архипелага Шпицберген - тектоника и седиментация, В кн.: *Геология осадочного чехла Шпицбергена* (ред. А. А. Красильщиков, М. Н. Мирзаев), с. 125-135, ПГО "Севморгеология", 1986.
- Батурин Д. Г., Структура и геодинамика области трансформных разломов Моллой в системе срединных хребтов Норвежско-Гренландского океанического бассейна. *Океанология*, 30, Вып. 3, 436-442, 1990.
- Батурин Д. Г., Сейсмостратиграфия осадочных бассейнов Западно-Шпицбергенской континентальной окраины. *Отечественная геология*, (10), 67-74, 1992.
- Батурин Д. Г., Структура осадочного чехла и развитие Шпицбергенской континентальной окраины, В кн.: *Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия)*, с. 35-47, Мурманск, 1993.
- Батурин Д. Г., Нечхаев С. А., Глубинное строение Шпицбергенского краевого плато северо-восточной части Гренландского моря. *Докл. АН СССР*, 306, (4), 925-930, 1989.
- Карасик А. М., Кутапова А. И., Позднякова Р. А., Рождественский С. С., Норвежско-Гренландский бассейн, В кн.: *Геофизические характеристики земной коры, Атлантического океана*, с. 17-49, Недра, Л., 1985.
- Клитин К. А., Структура осадочного чехла Шпицбергенской акватории Северной Атлантики, *Бюл. МОИП, Отд. геол.*, 58, Вып. 3, 30-41, 1983.
- Клитин К. А., Соотношение Нордкапского платформенного и Западно-Баренцевского периокеанического прогибов, *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, (5), 108-114, 1988.
- Матишов Г. Г., *Дно океанов в ледниковый период*, 176 с. Недра, Л., 1984.
- Нарышкин Г. Д., *Рельеф дна Северного Ледовитого океана*, масштаб 1:5 000 000, Проекция стереографическая, ГУНиО МО, ВНИИОкеангеология, РАН, С-Пб, 1998.
- Рудич Е. М., *Движущиеся материи и эволюция, океанического ложа*, 272 с, Недра, Москва, 1983.
- Савостин Л. А., Батурин Д. Г., Сейсмостратиграфия и кайнозойская история континентальной окраины Гренландского моря в районе южного окончания архипелага Шпицберген, *Докл. АН СССР*, 291, (6), 1458-1462, 1986.
- Сущевская Н. М., Черкашев Г. А., Богданов Ю. А., Цехоня Т. П., Геохимические и тектонические неоднородно-

- сти строения хребтов Мона—Книпович, *Геология морей и океанов, Тезисы докладов XII Международной школы морской геологии, Том, II*, с. 188-189, ГЕОС, Москва, 1997.
- Удинцев Г. Б., Примечание к разделу "Тектоника дна океана", В кн.: *Геология дна мирового океана, Атлантика, Биостратиграфия и тектоника*, с. 182-188, Наука, Москва, 1982.
- Шкарубо С. И., Особенности спрединга в северной части Норвежско-Гренландского бассейна, В кн.: *Геолого-геофизические характеристики литосферы, Арктического региона*, с. 101-114, ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, 1996.
- Шкарубо С. И., Геодинамические аспекты эволюции северной части Норвежско-Гренландского бассейна, В кн.: *25 лет на Арктическом, шельфе России*, с. 71-79, МАГЭ, Мурманск, СПб, ВНИИОкеангеология, 1999.
- Cherkis N. Z. and Vogt P. R., *Regional bathymetry of the Northern Norwegian-Greenland Sea, Naval Research Laboratory*, Scale 1:3 000 000, 1994.
- Crane K., Vogt P. R. and Solheim A. (eds.), Seafloor atlas of the northern Norwegian-Greenland Basin, *Norsk Polarinstitutt, Meddelelser*, (137), 172 p., 1995.
- Eidvin T., Jansen E. and Riis F., Chronology of Tertiary fan deposits off the western Barents Sea: Implications for the uplift and erosion history of the Barents Shelf, *Marine Geology*, 112, 109-131, 1993.
- Eiken O. (ed.), Seismic Atlas of Western Svalbard, *Norsk Polarinstitutt Meddelelser*, (130), 73 p., Oslo, 1994.
- Eldholm O., Faleide, J. I. and Myhre A. M., Continental-ocean transition at the Western Barents Sea/Svalbard continental margin, *Geology*, (15), 1118-1122, 1987.
- Faleide, J. I., Gudlaugsson S. T., Johansen B., Myhre A. M. and Eldholm O., Free-air anomaly map of the Greenland Sea and Barents Sea, *Norsk Polarinstitutt, Skrifter*, (180), 63-77, 1984.
- Faleide, J. I., Solheim A., Fiedler A., Hjelstuen B. O., Andersen E. S. and Vanneste K., Late Cenozoic evolution of the western Barents Sea - Svalbard continental margin, *Global and Planetary Change*, (12), 53-74, 1996.
- Gabrielsen R. H., Faereth R. B., Jensen L. N. and Riis F., Structural elements of Norwegian continental shelf, Part I: The Barents Sea Region, *Norwegian Petroleum Directorate Bulletin*, (6), 33 p., 1990.
- Hinz K. and Schluter H.-U., The Geological structure of the Western Barents Sea, *Marine Geology*, (26), 199-230, 1978.
- Larsen H. C., The East Greenland Shelf, in: *The Geology of North America*, Vol. M, The Arctic Ocean Region: Geological Society of America, p. 185-210, 1990.
- Locker S., Cenozoic siliceous flagellates from the Fram Strait and East Greenland Margin: biostratigraphic and paleoceanographic results, in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (eds. T. Thiede, A. M. Myhre, T. V. Firth, G. L. Johnson, W. F. Ruddiman), Vol. 151, p. 101-113, 1996.
- Neumann E.-R., and Schilling J.-G., Petrology of basalts from the Mohns-Knipovich Ridge; the Norwegian-Greenland Sea, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, (85), 209-223, 1984.
- Ohta Y., Morpho-tectonic studies around Svalbard and the northernmost Atlantic, *Canadian Soc. Petrol. Geol. Memoir*, 8, 415-429, 1982.
- Ohta Y., Reconnaissance of glaciogenic bathymetry in the fjords and on the shelves of Spitsbergen, *Polar Research*, (5), 293-295, 1987.
- Olesen O. G., Gellein J., Habrekke H., Kihle O., Skilbrei J.R. and Smethurst M. A., *Magnetic Anomaly Map, Norway and, adjacent ocean areas*, Scale 1:3 million, Geological Survey of Norway, 1997.
- Ostermann L. E. and Spiegler D., Agglutinated benthic foraminiferal biostratigraphy of sites 909 and 913, northern North Atlantic, in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (eds. J. Thiede, A. M. Myhre, J. V. Firth, G. L. Johnson, W. F. Ruddiman), Vol. 151, p. 169-181, 1996.
- Poroshina I., Cherkashev G., Daniel E. and Crane K., Morphotectonic setting of the areas of hydrothermal activity of the Knipovich Ridge, *6th Zonenshain International Conference on Plate Tectonics in Moscow*, p. 22, Abstracts, 1998.
- Saettem J., Bugge T., Fanavoll S., Goll R., M., Mork A., Mork M. B. E., Smelror M. and Verdenius J. G., Cenozoic margin development and erosion of the Barents Sea: core evidence from south-west of Bjornoya, *Marine Geology*, (118), 257-281, 1994.
- Scherer R. D. and Код N., Late Paleogene Diatom Biostratigraphy and Paleoenvironments of the Northern Norwegian-Greenland Sea, in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (eds. J. Thiede, A. M. Myhre, J. V. Firth, G. L. Johnson, W.F.R.uddiman), Vol. 151, p. 75-78, 1996.
- Sigmond E. M. O., *Bedrock map of Norway and, adjacent ocean areas*, Scale 1:3 million, Geological Survey of Norway, 1992.
- Talwani M., Udintsev G. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Vol. 38, 682 p., 1976.
- Talwani M. and Eldholm O., Evolution of the Norwegian-Greenland Sea, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 969-994, 1977.
- Thiede J., Myhre A. M., Firth J.V. et al., Cenozoic Northern Hemisphere Polar and Subpolar Ocean paleoenvironments (summary of ODP Leg. 151 Drilling Results), in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, Vol. 151, p. 397-420, 1995.

(Поступила в редакцию 3 мая 2001.)