

УДК 551.24

## СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ХРЕБТА КНИПОВИЧА, АТЛАНТИКА

© 2014 г. С. Ю. Соколов, А. С. Абрамова, Ю. А. Зарайская, А. О. Мазарович, К. О. Добролюбова

*Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер. д. 7  
e-mail: sysokolov@yandex.ru*

Поступила в редакцию 16.07.2013 г.

Структуры бортов хребта Книповича осложнены группами сбросо-взбросовых нарушений, выявленных по данным высокочастотного профилографа. Построена карта их пространственного распределения, которая показывает, что они сгруппированы в области с характерным размером в первые десятки километров, и являются результатом суперпозиции нескольких неравнозначных геодинамических факторов — сдвиговой зоны параллельно разлому Хорнсунн, наложенной на типичную динамику срединного хребта со сдвигом по трансформным разломам и рифтингом по коротким сегментам Срединно-Атлантического хребта (САХ). По данным аномального магнитного поля сегмент САХ по хребту Книповича формировался с олигоцена по нескольким сегментам с нормальным направлением спрединга, разделенным мультитрансформной системой разломов. В четвертичное время произошло “спрямление” границы взаимодействия плит по трещине отрыва, представляющей современный хребет Книповича и пересекающей сформированный ранее спрединговый магматический субстрат и осадочный чехол по углу около  $45^\circ$  к направлению аксаакреции. Осадочный чехол вдоль бортов хребта Книповича имеет палеогеновый возраст и опущен по сбросам в рифтовую долину на 500–1000 метров.

*Ключевые слова:* разрывные нарушения, осадочный чехол, сейсмический разрез, хребет Книповича

DOI: 10.7868/S0016853X14030060

### ВВЕДЕНИЕ

Изученность северной части хребта Книповича детальной сейсмоакустической съемкой в рейсах НИС “Академик Николай Страхов” Геологического института РАН и Норвежского Нефтяного Директората создало уникальную возможность исследования параметров абиссального осадочного чехла, в частности, его деформаций. Детальные системы сейсмоакустических наблюдений на регулярной сетке для абиссальных зон являются редкостью, поскольку основной круг научных задач в акватории океана сосредоточен на шельфах, континентальных склонах и осевых зонах срединно-океанических хребтов, как тектонической “фабрике”, где происходит формирование океанической коры. Близость геодинамически активной зоны хребта Книповича и его абиссальных флангов к шельфовому источнику сноса осадочного материала делает район уникальным с точки зрения изучения современной неотектоники путем картирования современных деформаций верхней части осадочного чехла. Компиляция карты распределения выходов плоскостей сместителей дизъюнктивных нарушений является способом детекции напряжений, существующих в коре региона. Рельеф и углы наклона склонов в

сочетании с распределением мощностей осадков дают важную информацию по морфологии и генезису структур. Надежность интерпретации будет достаточно высокой в сочетании с фаунистическими определениями возраста драгированных осадочных пород. Макроструктурный фон для интерпретации тектонических процессов в районах спредингового происхождения всегда определялся по рисунку аномального магнитного поля (АМП). Этот вид данных в сочетании с трансформациями АМП использовался нами для непротиворечивой интерпретации всех аспектов геолого-геофизических и сейсмоакустических данных, полученных в экспедициях. Новизна данных и полученных карт позволяет сузить рамки гипотез о происхождении и динамике хребта Книповича.

### ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕКТОНИКЕ ХРЕБТА КНИПОВИЧА

Представления о тектонике хребта Книповича условно можно разделить на две категории. В первой ось хребта рассматривается в качестве центра спрединга, который функционировал с раннего олигоцена (аномалия 13 по магнитостратиграфической шкале) в косом ультрамедленноспредин-

говом режиме (скорости  $< 2$  см/год) и сформировал сегмент океанической коры Срединно-Атлантического хребта (САХ) шириной около 650 км между Гренландией и западной окраиной шельфа Баренцева моря (рис. 1). Ко второй категории относятся модели, в которых трог хребта Книповича не являлся центром спрединга при раскрытии бассейна, а сформировался либо в результате перескока оси зоны растяжения, либо в результате раскола в сдвиговых условиях.

К работам первой категории могут быть отнесены [7, 9, 17, 19] и много других. Тем не менее, необычность спрединговой обстановки хребта Книповича заставляет практически всех исследователей делать различные оговорки, которые в той или иной степени используют сдвиговую компоненту динамики в предлагаемой модели. На наш взгляд, подобное единодушие в вопросе о необычности хребта Книповича говорит о том, что введение сдвигового элемента в модель способно сделать объяснимой реальную тектоническую обстановку и в целом соответствует природе региона. В работе [9] тектоника хребта Книповича рассматривается как результат совместного действия правосдвиговой обстановки по разлому Моллой и рифтового растяжения вдоль оси хребта. Нетипичные для СОХ структуры, таким образом, являются результатом неортогональности линии разлома и оси СОХ. Это подразумевает косой спрединг под углом около  $45^\circ$ , что маловероятно, либо нормальный спрединг и параллельный перескок оси хребта на восток, что противоречит конфигурации аномального магнитного поля и не может объяснить направление движения литосферы вдоль разлома Моллой от оси хребта без рассмотрения косого спрединга. В работе [7] особо подчеркивается наращивание сдвиговой компоненты в структуре напряжений к югу вдоль оси хребта. Максимальная величина сдвига наблюдается на том сегменте хребта который более всего параллелен разлому Хорнсунн.

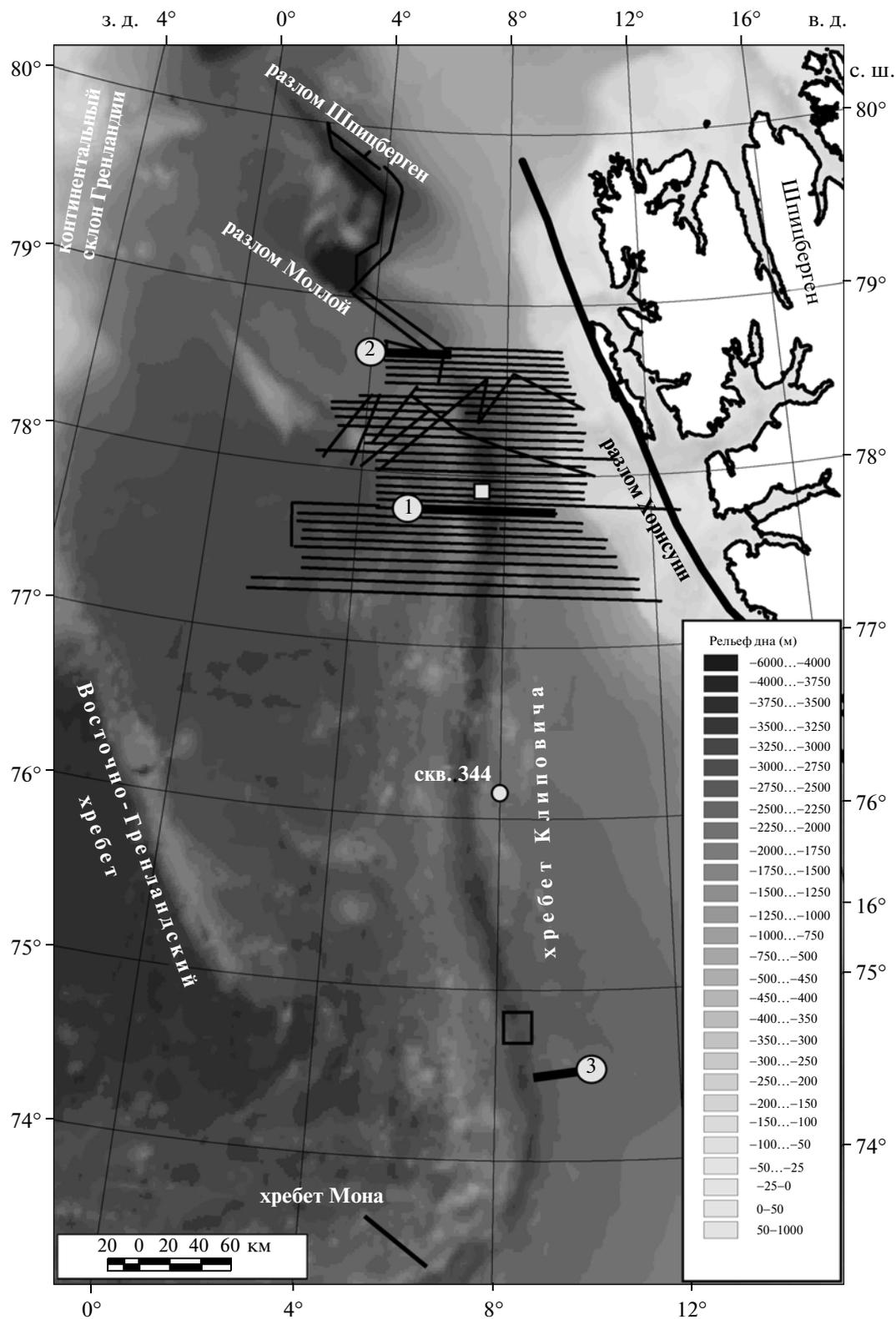
Одним из первых упоминаний о “разломной” тектонической природе хребта Книповича следует считать работу [14, с. 53], где сделано предположение, что данная структура является трансформной зоной, поскольку бурение (DSDP, скважина 344) “не дало возможности определенно выяснить природу хребта Книповича. Магматические породы его фундамента, вскрытые скважиной, представляют собой диабазовый и габбровый силлы, которые моложе покрывающих их осадков верхнего миоцена на 3 млн лет. Вполне возможно представление о формировании этого хребта не в рифтовой зоне, а в зоне трансформного разлома”. Кроме того, геометрия главных структур бассейна около хребта Книповича сильно отличается от стандартного структурно-тектонического комплекса САХ.

По работе [3] хребет Книповича не может быть отнесен к типично спрединговым хребтам. Определение, наиболее соответствующее его происхождению, это трансформный разлом с элементами раздвига. В работе [4] сделан вывод, что хребет Книповича не является спрединговым центром, несмотря на рифтовую долину, подводный вулканизм, сейсмичность и гидротермальную активность. По мнению авторов, это молодой океанический рифт.

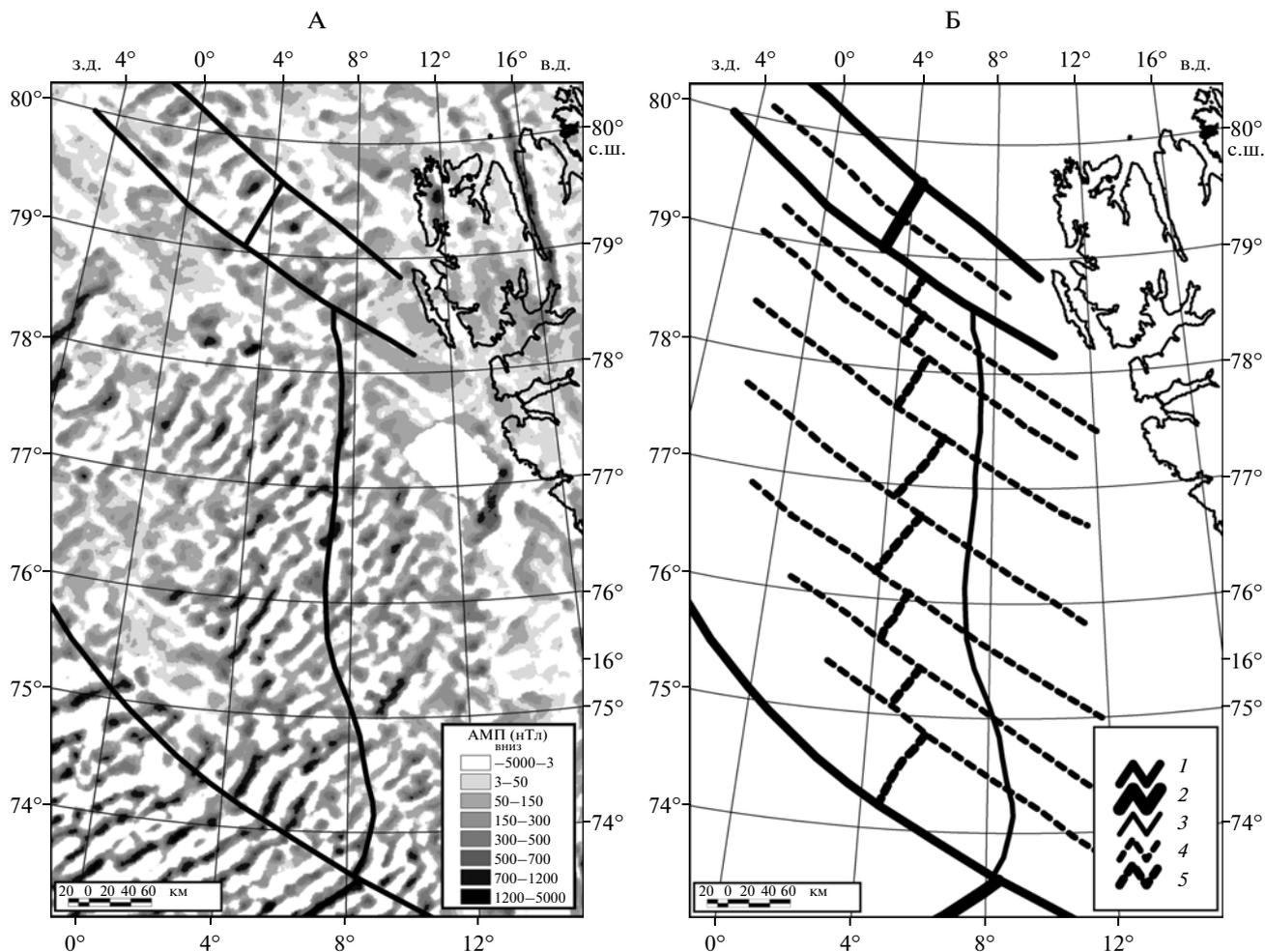
В работе [23] в результате анализа спредингового океанического субстрата, прилегающего к хребту Книповича, выделено 7 рифтовых сегментов, разделенных трансформными разломами. Идентификация полного ряда магнитных аномалий до 13 номера внутри этих сегментов сильно затруднена, в связи с чем положение центра спрединга, как источника современных положительных аномалий фактически неопределимо. Это также усугублено отсутствием вдоль большей части оси хребта значимых аномалий. В работе [21] предложен вполне логичный механизм тектонической эволюции региона, состоящий в том, что спрединг, сформировавший магматический фундамент, изначально проходил в нормальном направлении относительно сегмента оси, субпараллельного шельфу Гренландии. Современная обстановка расхождения Гренландии и Евразии является сдвиговой по линии, совпадающей с разломом Хорнсунн (см. рис. 1). Поэтому взаимодействие между плитами сформировало тенденцию на “спрямление” границы плит и формированию трансенсивной сдвиговой зоны с хребтом Книповича как зоной отрыва, пересекающей сформированный ранее спрединговый фундамент по диагонали всего сегмента САХ от хребта Мона до стыковки с разломом Моллой.

В работе [11], построенной на обработке данных аномального магнитного поля (АМП) [22] методом продолжения поля в нижнее полупространство, сделано развитие идеи [21] о спрямлении дивергентной границы между плитами, но состоявшей не из одного сегмента с нормальным но медленным спредингом, а минимум из четырех коротких сегментов смещенных по трансформным разломам на величины, сопоставимые с длинами самих рифтовых сегментов. При этом трог хребта Книповича является не “чистой” трансформной зоной, а трещиной отрыва внутри сдвиговой зоны, ориентированной под углом около  $40^\circ$  к магистральному разлому Хорнсунн. В данной работе будут развиты представления о современной тектонике объекта как спрямлении эшелонированной дивергентной границы в сдвиговых условиях.

В данной работе рассматривается тектонический процесс хребта Книповича, как следствие сдвиговой обстановки, параллельной линии раз-



**Рис. 1.** Район исследований вокруг сегмента САХ по хребту Книповича и схема работ 24-ого рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, Норвежский Нефтяной Директорат, 2006). Галсы рейса показаны черными линиями. Утолщенными линиями с номерами в кружках показаны положения использованных сейсмоакустических фрагментов. Белым квадратом показано положение станции донного опробования, черным – положение рис. 4



**Рис. 2.** А. Расчет продолжения аномального магнитного поля вниз по формуле Гаусса на базе 20 км с использованием данных [22] в качестве исходного поля по [11]. На карте показаны активные разломы и трог хребта Книповича. Б. Схема тектонической интерпретации данных по [11] с изменениями: 1 – активный разлом, 2 – активный рифт, 3 – трог хребта, 4 – неактивный разлом, 5 – неактивный рифт

лома Хорнсунн между спрединговыми центрами Гаккеля и Мона, доминирующей по пространственному охвату над сдвигом вдоль разлома Моллой.

**СПРЕДИНГ ХРЕБТА КНИПОВИЧА  
В АНОМАЛЬНОМ МАГНИТНОМ ПОЛЕ  
И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ**

В АМП по данным [22] хребет Книповича практически не выражен в отличие, например от осевых зон хребтов Гаккеля или Мона. Для ориентации его ось приходится указывать дополнительно по данным батиметрии. Некоторое подобие осевой аномалии наблюдается в северной части хребта примыкающей к разлому Моллой. В малоамплитудном поле (в среднем в пределах ±50 нТл) плохо выделяются линейные сегменты АМП на флангах хребта и для усиления слабых аномалий в работе [11] был проведен расчет про-

должения поля в нижнее полупространство (рис. 2а), в результате которого рисунок линейных аномалий стал более четким. По этой трансформации АМП можно выделить 8 коротких спрединговых сегментов, разделенных трансформными смещениями (рис. 2б). Из-за отсутствия хорошо распознаваемого продолжения линейных отрезков АМП от сегмента к сегменту точная идентификация аномалий проблематична. Также спорно положение нулевой возрастной зоны наращивания магнитоактивного слоя продуктами вулканизма. Положение неактивных рифтовых сегментов на рис. 2б выбиралось по положению наибольших абсолютных амплитуд АМП. Несмотря на трудности, существуют схемы идентификации аномалий, полученные спрямлением аэромагнитных профилей по сегментам относительно наиболее сильных отрезков аномалий и нулевых зон, которые практически не выражены в магнитном поле [20].

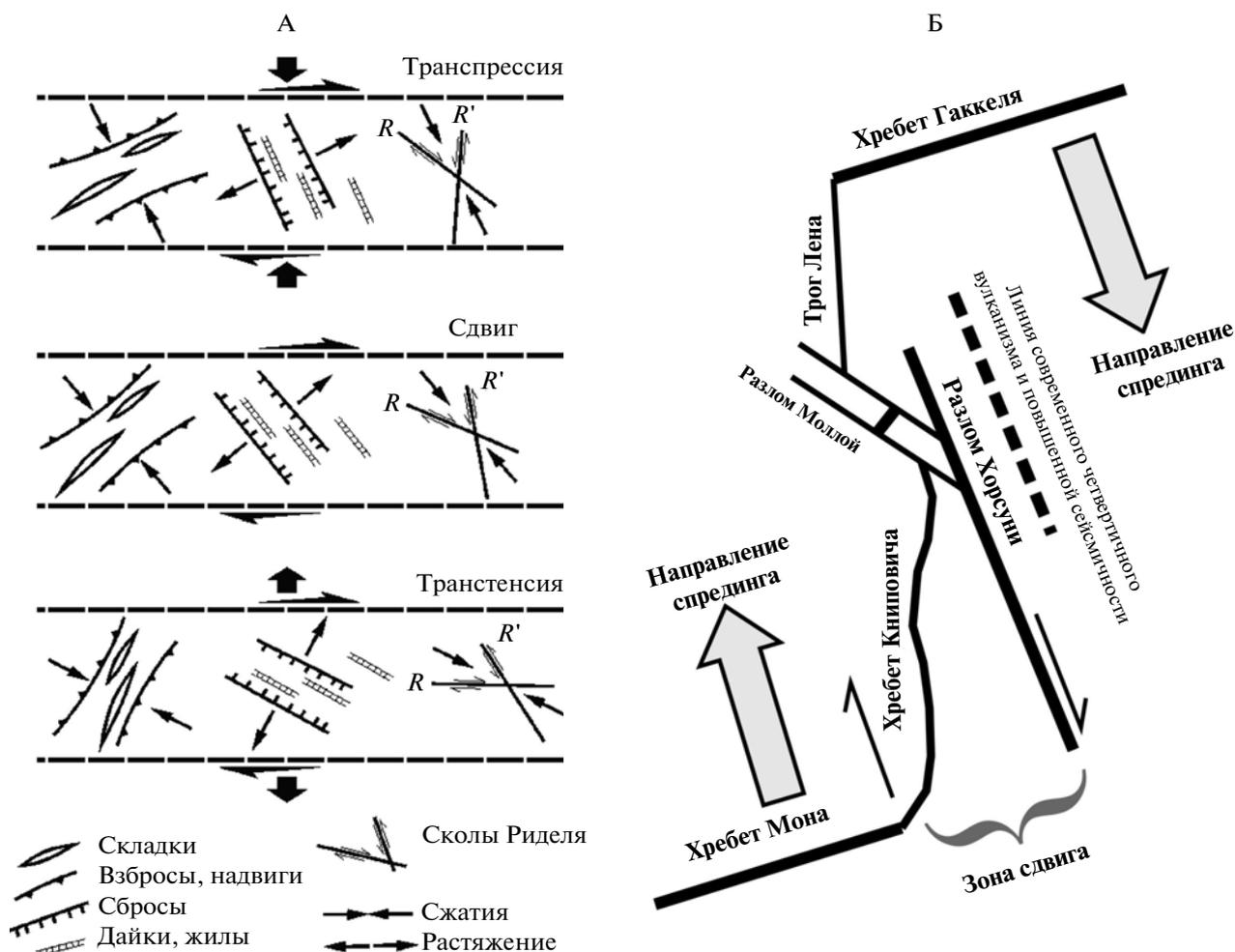
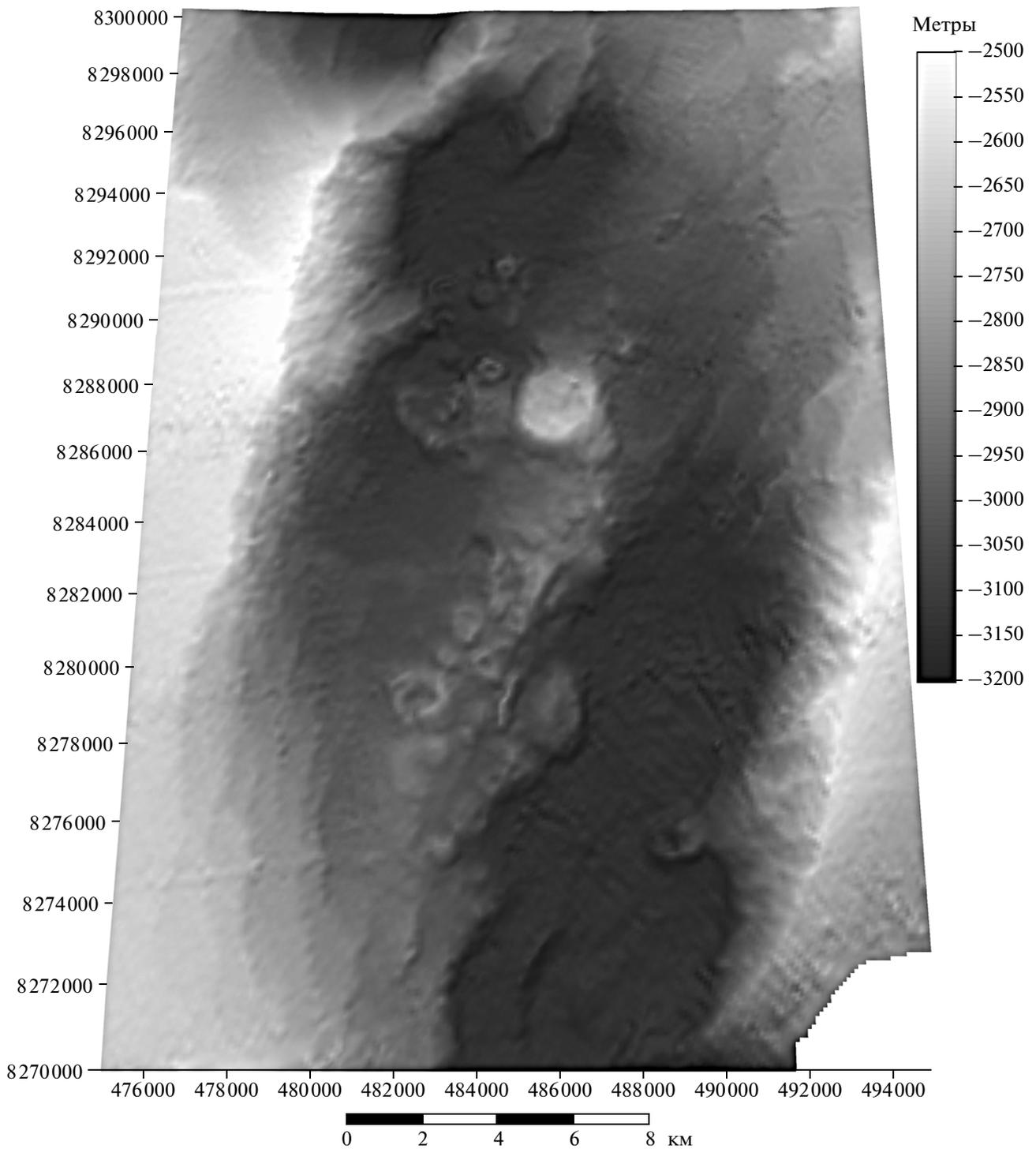


Рис. 3. А. Ориентировка основных структур в зонах сдвига разного типа по [6] с изменениями. Б. Принципиальная схема современной тектоники дивергентных структур северной части Атлантики и Арктики

Косая (от  $40^\circ$  до  $50^\circ$ ) ориентация положения оси хребта Книповича относительно азимута линейных отрезков АМП с трудом может быть объяснена косым спредингом, поскольку при таких углах характер взаимодействия между плитами трансформируется от растяжения к сдвигу [13]. Наиболее вероятным механизмом формирования трога хребта является образование трещины отрыва в сдвиговой зоне. На рис. 3а приведена схема основных структур, возникающих в зоне сдвига по [6] с изменениями. На рис. 3б показана принципиальная схема современной тектоники дивергентных структур северной части Атлантики и Арктики. Учитывая макротектоническую обстановку в районе, образованную действием двух очевидных спрединговых зон – Гаккеля и Мона – по линии трог Лена – хребет Книповича обязана существовать сдвиговая зона, совпадающая в целом с ориентацией разлома Хорнсунн и намного превышающая по амплитуде зону сдвига по разлому Моллой. По данным трансформированного

АМП абиссальное пространство и фланги хребта Книповича также являются зонами, сформированными спредингом, при наличии квазипериодической (с шагом около 55 км) мультитрансформной системы разломов. Ось хребта Книповича “спрямляет” систему структур палеорифт–палеооффсет между разломами Моллой и восточной оконечностью хребта Мона. Соотношение указанных структур хорошо согласуется с конфигурацией сдвигового парагенеза (см. рис. 3а), и судя по угловым соотношениям, более подходит под структуры транстенсии.

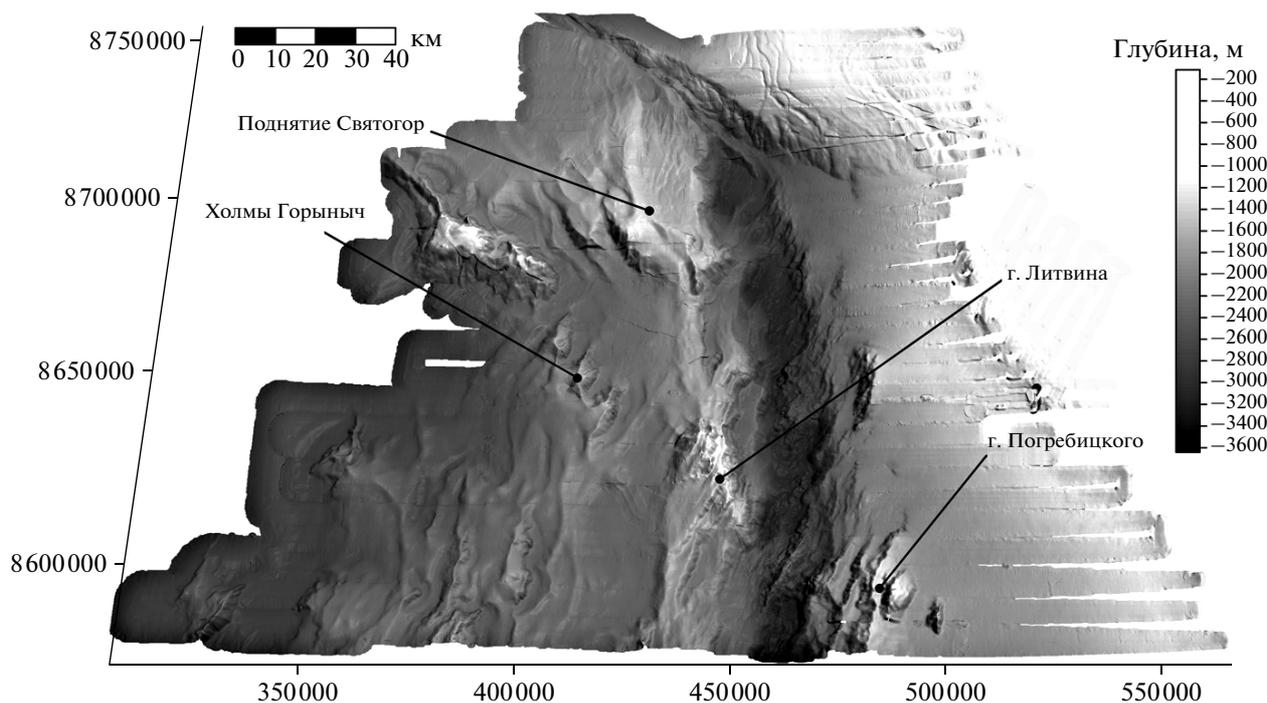
Образование трещины отрыва, которая пересекает сформированный с олигоцена спрединговый субстрат, минимизирует суммарную длину дивергентных структур района. Совпадение ориентации с четвертичным вулканизмом Шпицбергена и высокоамплитудной положительной магнитной аномалией, внедряющейся с севера в архипелаг, скорее всего, говорит о четвертичном возрасте трога хребта Книповича. Отсутствие



**Рис. 4.** Пример гряды вулканических построек центрального типа по данным 25-ого рейса НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, Норвежский Нефтяной Директорат, 2007), общее положение показано на рис. 1. Координаты – UTM32

осевой аномалии показывает, что спрединг (как наращивание коры с магнитоактивным слоем переменной намагниченности) вдоль этой структуры еще не начался, но начался рифтинг и образо-

вание молодых вулканических построек центрального типа (рис. 4). Проградация трещины, скорее всего, шла с севера на юг, поскольку северная часть трога хребта является единственным



**Рис. 5.** Оттененный 3D рельеф северной части хребта Книповича, полученный многолучевой батиметрической съемкой в 24-ом рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, Норвежский Нефтяной Директорат, 2006) по данным [5]. Координаты – Universal Transverse Mercator (UTM32)

местом, где наблюдается осевая положительная магнитная аномалия.

Общий уровень аномалий на этом сегменте САХ ( $\pm 150$  нТл) заметно ниже уровня прилегающего с юга сегмента хребта Мона с типично спрединговой структурой АМП ( $\pm 350$  нТл). Подобная картина может быть объяснена двумя причинами. Первая состоит в дефиците в магматическом материале компонент, формирующих магнитовосприимчивые минералы. По данным [12] составы закалочных стекол, поднятых при драгировании в 24 рейсе НИС “Академик Николай Страхов” содержат в среднем 8% FeO, что демонстрирует пониженное содержание железа в магме, по сравнению со средними значениями вдоль САХ, равными приблизительно 10%. Поскольку содержание железа в породе и стеклах имеет синхронизированное поведение в пространстве, пониженное значение в стеклах является показательным и для породы, формирующей магнитоактивный слой. Кроме того, в работе [15] указано на низкую намагниченность и содержание железа в габброидах, разбуренных в скважине 344, и возможность быстрого разрушения магнитовосприимчивых минералов в условиях тектонической раздробленности района. Об этом говорит мозаичный характер АМП района. Вторая причина состоит в том, что при любых скоростях спрединга эффективная ширина зоны магматизма составляет некоторую ненулевую величину – в случае хребта

Книповича это 5–7 километров (см. рис. 4). Для длительности современной фазы положительной полярности магнитного поля Земли около 1 млн лет при скорости спрединга 3 см/год горизонтальное наращивание осевой аномалии составит 30 км, а для ультрамедленных значений около 0.5 см/год [19] на хребте Книповича – 5 км. Эта величина уже сопоставима с эффективной зоной магматизма и при подобных скоростях на слой, намагниченный с одной полярностью будет наложен магматизм с обратной полярностью, что приведет не к усилению, а к компенсации суммарного поля. Обе эти причины в комбинации могут привести к понижению абсолютного уровня АМП.

#### УГЛЫ НАКЛОНА, ОБРАЗ ОСАДКОВ ПО СЕЙСМИКЕ И ДОННОЕ ОПРОБОВАНИЕ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Рельеф северного сегмента хребта Книповича представлен по данным [5] на рис. 5. Ширина субмеридиональной рифтовой долины в пределах полигона варьирует от 17 до 30 км. Ее борта асимметричны и осложнены терассовидными уступами. К западному борту приурочена цепь наиболее высоких вершин гребневой зоны хребта. Рифтовая долина данного сегмента хребта Книповича разделяется на несколько самостоятельных эшелонированных впадин, глубина которых изменяется от 3100 до 3600 м. Впадины разделены не-

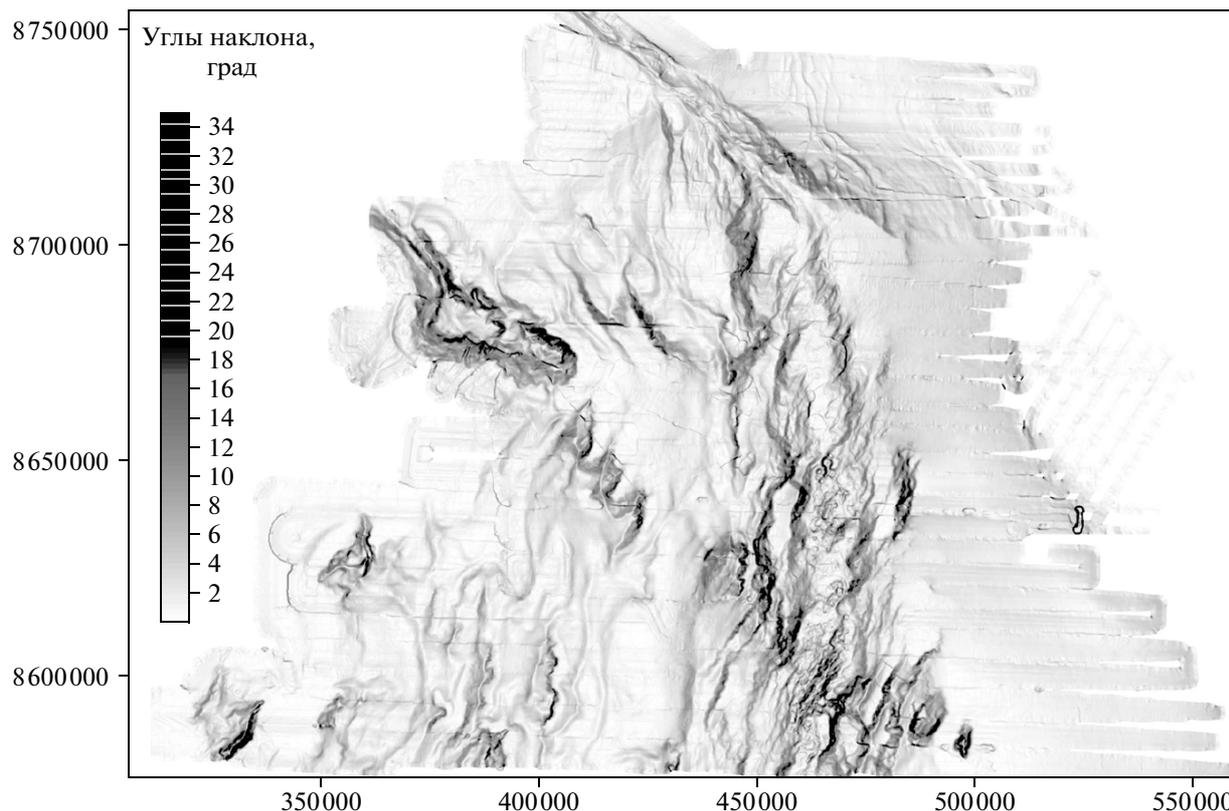


Рис. 6. Углы наклона склонов северной части хребта Книповича по рельефу полигона рис. 5. Координаты – UTM32

овулканическими поднятиями, включающими в себя отдельные вулканические постройки и уступы северо-восточного простирания. Нарушений этих уступов неактивными трансформными разломами северо-западного простирания не наблюдается. Опираясь на данные классического парагенеза сдвиговых зон (см. рис. 3а), эти уступы, скорее всего, являются сколами Риделя, реализованными по структурированной ранее среде и наследующими азимут трещиноватости спредингового фундамента.

В районе повсеместно развиты квестообразные поднятия (см. рис. 5), что также видно по сейсмоакустическим данным [5]. Это свидетельствует о том, что рифтинг сопровождается интенсивными процессами сжатия по периферии зоны растяжения перпендикулярно трещине отрыва, что согласуется с парагенезом сдвиговых зон (см. рис. 3а). Неактивные трансформные смещения могли играть роль первичных структур, вдоль которых развивались квесты. Зоны сжатия параллельные оси рифта проявляются в пространстве волнами, о чем свидетельствует наличие разделенных деформациями зон ненарушенного осадочного чехла. Это видно по гладким валам в рельефе. Деформации, выраженные в рельефе и структуре осадочного чехла пологими

складками, хорошо коррелируются в пространстве в субмеридиональном направлении, и замки складок имеют конфигурацию, называемую “тектоническими волнами деформации”.

Расчет углов наклона склонов исследуемого района (рис. 6) показывает следующее. Практически все борта рифтовой долины имеют углы более 10°. Основная часть бортов наклонена 15°–17° с отдельными участками до 35°. Уникальное расположение сегмента хребта Книповича в зоне лавинной седиментации в 60 км от бровки шельфа делает этот район выгодным с точки зрения изучения деформаций в активной зоне при наличии интенсивного аккумулятивного выравнивания осадочным материалом и нарушений осадочного чехла. Анализ мощности осадков (рис. 7) по данным [18] показывает, что трог хребта в северном сегменте, тем не менее, осадками не заполнен. При этом в пределах южного обрамления Шпицбергена в Поморском прогибе в зоне действия того же источника сноса прогнозируемая мощность верхний палеоген – четвертичного осадочного чехла составляет до 7 км [17]. Для анализа современной тектонической активности интересны три эшелонированные с севера на юг террасы на западном и восточном бортах трога с осадочным чехлом до 400–500 метров. На рис. 8

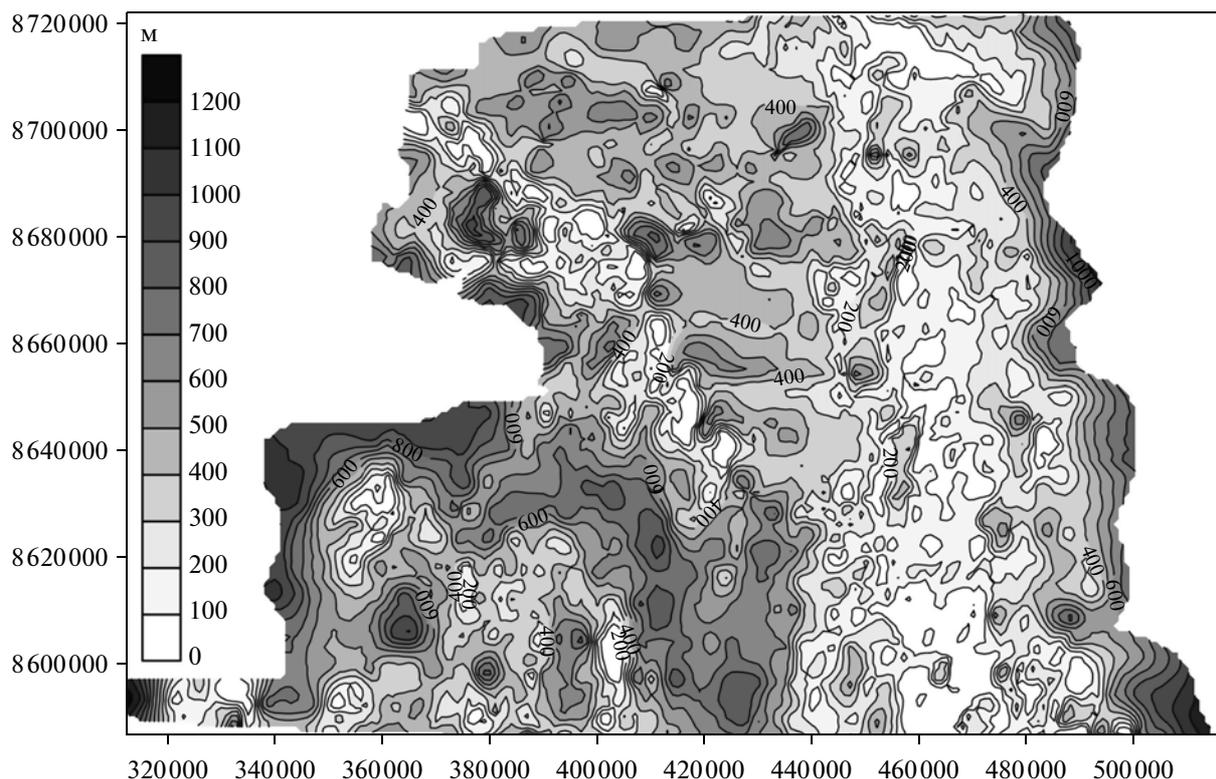


Рис. 7. Мощность осадочного чехла по данным [18]. Координаты – UTM32

приведен пример сейсмического разреза, пересекающего борта рифта, где его плечи, смещенные сбросами, покрыты осадочным чехлом. Кроме того, именно в этом месте зафиксированы максимальные значения уклонов склонов бортов до  $35^\circ$ .

Указанные факты трудно объяснить с точки зрения наращивания осадочного чехла от оси спрединговой зоны, где формируется молодая океаническая кора. Известно [8], что неконсолидированные глинистые осадки способны течь при углах больше  $1.5^\circ$ . Ситуация усугубляется тем, что район исследования высокосейсмичен, а землетрясения инициируют сход оползневых тел осадочного материала, находящегося в критическом по устойчивости состоянии. Таким образом, образование и сохранение неконсолидированных осадочных тел на бортах рифта в зоне сноса с периферии Баренцева моря, имеющих углы до  $35^\circ$  по их обрамлению, маловероятно. В случае если бы тектоническая история данного сегмента САХ соответствовала классическому сценарию, дно рифта с перепадом до дна около 1500 метров должно было быть выполнено мощными неконсолидированными осадочными образованиями (более 30 метров, что выше разрешающей способности применявшейся одноканальной сейсморазведки), и без признаков пелагической стратификации. Высокочастотным профилографом в рифтовой долине были выявлены осадочные об-

разования со стратификацией, не превышающие 40–50 метров в северной части полигона [9], примыкающей к континентальному склону и линии разлома Моллой. Тот факт, что осадочные тела на бортах рифта не размывы по плоскостям сбросов, держат большие углы при амплитуде до 1 км и имеют акустическую стратификацию (см. рис. 8), говорит о том, что эти тела консолидированы, аккумуляровались длительное время в условиях без наличия глубокого трога и оказались в текущем морфологическом положении недавно. Это делает возможным предположение о четвертичном времени образования рифта по сформированному с конца олигоцена спрединговому фундаменту с осадочным чехлом. Дополнительную аргументацию дает факт, что акустически прозрачные нестратифицированные осадки, накапливающиеся обычно в зонах лавинной разгрузки, наблюдаются на удалениях 50–80 км к западу от оси рифта [5, 16] и имеют мощность (см. рис. 7) более 1000 метров, в то время как в самом рифте неконсолидированных осадков с мощностью сверх разрешения сейсморазведки практически нет. Осадочные тела в самой рифтовой долине с признаками стратификации появляются также в южной части хребта Книповича [5].

Опробование западного осадочного борта в данном сегменте хребта Книповича драгированием проводилось в 2000 году в 19-ом рейсе НИС

“Профессор Логачев” [2, стр. 28] на широте 77°52′: “...Были подняты темные, уплотненные глины (аргиллиты) и сильно измененные базальты. Слабая окатанность, и наличие свежих сколов на обломках пород свидетельствуют о близости коренного источника и вряд ли могут объясняться ледовым разносом... . В самом крупном образце наблюдается контакт аргиллита и базальта с зоной закалки в аргиллите, что может свидетельствовать об интрузивной природе базальта. Можно полагать, что встреченная фауна находится *in situ* и не является привнесенной или переотложенной. ... Обнаруженные планктонные виды не дают точного определения возраста в рамках зональной шкалы, но позволяют определить олигоценый возраст отложений”. Далее в работе [2] отмечается, что обнаруженные комплексы фораминифер отличаются от одновозрастных пород на Шпицбергене. Авторы видят подтверждение идеи [19] о перескоке оси спрединга. Здесь необходимо отметить, что большинство неоспариваемых случаев перескока (например хребет Эгир → хребет Кольбенсей) происходили субпараллельно предшествующему положению и, видимо, в целом сохраняли тип и параметры геодинамического механизма, но в данном случае имеет место разворот на ~45°. Это как минимум свидетельствует о принципиальной смене действующих сил и их ориентации. Величина угла подсказывает, что произошло преобладание сколовых напряжений и сил, влияющих на их активность.

Драгировки западного борта северного сегмента хребта Книповича также были проведены в 24-рейсе НИС “Академик Николай Страхов” [10, стр. 88] на широтах 77°54′ и 77°42′ (драги S2441 и S2434). Бентосные фораминиферы поднятых образцов соответствуют батиальной ассоциации и датируются в интервале позднего палеоцена – среднего эоцена. Однако есть основания рассматривать возраст толщи в более узком интервале, как поздний палеоцен – ранний эоцен. “Можно предположить, что весь западный борт хребта Книповича, по крайней мере в интервале между драгами S2441 и S2434, представлен отложениями нижнего палеогена”.

Таким образом, присутствие *in situ* образцов палеогеновых осадочных образований вписывается в концепцию перескока зоны растяжения данного сегмента САХ и инициирования вулканических процессов в новообразованном рифте.

#### СТРУКТУРА ДЕФОРМАЦИЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В 24-рейсе НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, Норвежский Нефтяной Директорат, 2006) сейсмопрофилерование и многолучевое эхолотирование сопровождалось высокочастотным профилированием с проникновением в

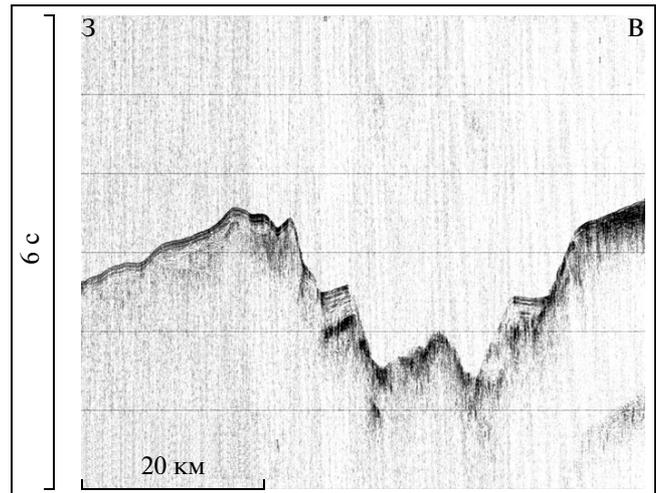


Рис. 8. Сейсмический профиль S24-P2-14. Фрагмент 1. 24-й рейс НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, Норвежский Нефтяной Директорат, 2006). Положение см. на рис. 1

верхнюю часть осадочной толщи до 100 м. Обзор результатов строения верхней части разреза приведен в [5, 9]. В процессе съемки в активном сегменте САХ в области лавинной седиментации были обнаружены многочисленные деформации сжатия и растяжения верхней части осадочного чехла, как то: взбросы (рис. 9) со средней амплитудой 5–6 метров и отдельными смещениями до 20 метров; сбросы (рис. 10) со средней амплитудой 17 метров и отдельными смещениями по осадкам более 100 метров, не считая ситуаций, где по плоскости сместителя в рифте обнажаются еще и базальты – в этих случаях амплитуды составляют более 500 м. Кроме того, выявлены эскарпы, “яркие” и “тусклые” акустические аномалии, складки, сипы над плоскостями сместителей, зоны разгрузки осадков у бортов, хаотизация рефлекторов и переход к акустической прозрачности, дегазация из осадков в воду и т.д.

С точки зрения современной тектоники наиболее интересным является пространственное распределение сбросо-взбросовых нарушений верхней части осадочного чехла. При этом необходимо отметить, что преимущественно субширотная ориентация профилей делает невозможным адекватное картирование нарушений, имеющих также субширотную ориентацию. Несколько субмеридиональных профилей и 3D образ рельефа показали, что пропуски значимых форм из-за несимметричной системы наблюдений отсутствуют. Кроме того, на рис. 9а, хорошо видно, что наиболее крупный диапир с вертикальным акустическим осветлением приурочен к вертикальному тектоническому нарушению. Следствием проникновения флюида является полное уничтожение первичных осадочных текстур, формирую-

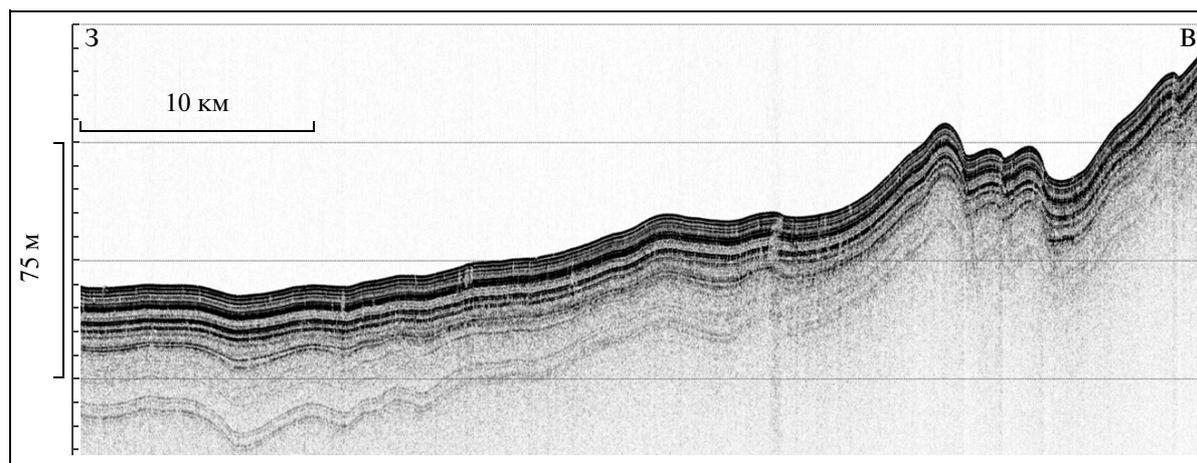


Рис. 9. CHIRP профиль S24-P1-06. Фрагмент 2. 24-й рейс НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, Норвежский Нефтяной Директорат, 2006). Положение см. на рис. 1

щих акустическое поле. В районе работ тектонические напряжения и создание внутрипластового давления, обеспечивающего восходящее движение флюидов по разломам, наиболее вероятно связано с угловым положением между правосдви-

говыми деформациями рядом с зоной разлома Моллой и зоной отрыва хребта Книповича в более крупной правосдвиговой системе.

На рис. 11 представлено распределение сбросов и взбросов верхней части разреза северного сегмента хребта Книповича. Карта показывает, что дизъюнктивные нарушения группируются в зоны, представленные преимущественно одним из двух типов. Эти зоны образуют мозаику, в которой наблюдаются концентрированные скопления нарушений. Скоплений сбросов больше чем скоплений взбросов. Наиболее крупное скопление последних расположено на западном склоне хребта Книповича в зоне, примыкающей к активной части разлома Моллой. Полученное распределение нарушений является отражением поля напряжений в земной коре района. Известно [6], что вдоль линии простого сдвига образуется динамопара в виде сопряженного набора структур сжатия и растяжения с зеркальной симметрией около окончаний активной части. Сдвиговая природа трансформного разлома Моллой не вызывает дискуссий. Кроме того, в пределах юго-восточного обрамления активной части (см. рис. 5) наблюдаются оперяющие сбросы в непосредственной близости от рифта Книповича. Но в этом случае не ясно происхождение самого крупного скопления взбросов, которое находится в пределах этого же района. Анализ данных распределения компонент поля напряжений в сдвиговых зонах [1] (как направлений, так и амплитуд) показывает, что подобная картина может быть физически реализована, если рифт хребта Книповича является частью правосдвиговой системы субмеридиональной ориентации. В этом случае в сдвиговой системе должна образовываться локальная аномалия амплитуд сжатия. Геометрия этой сдвиговой зоны такова [11], что объяснение распределения становится рациональным, если

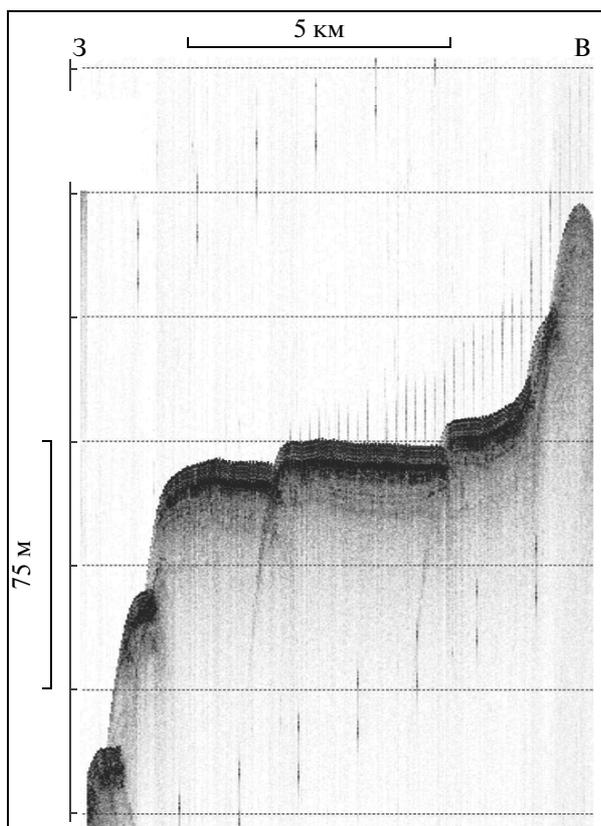


Рис. 10. CHIRP профиль S25-P5-08. Фрагмент 3. 25-й рейс НИС “Академик Николай Страхов” (ГИН РАН, Норвежский Нефтяной Директорат, 2007). Положение см. на рис. 1

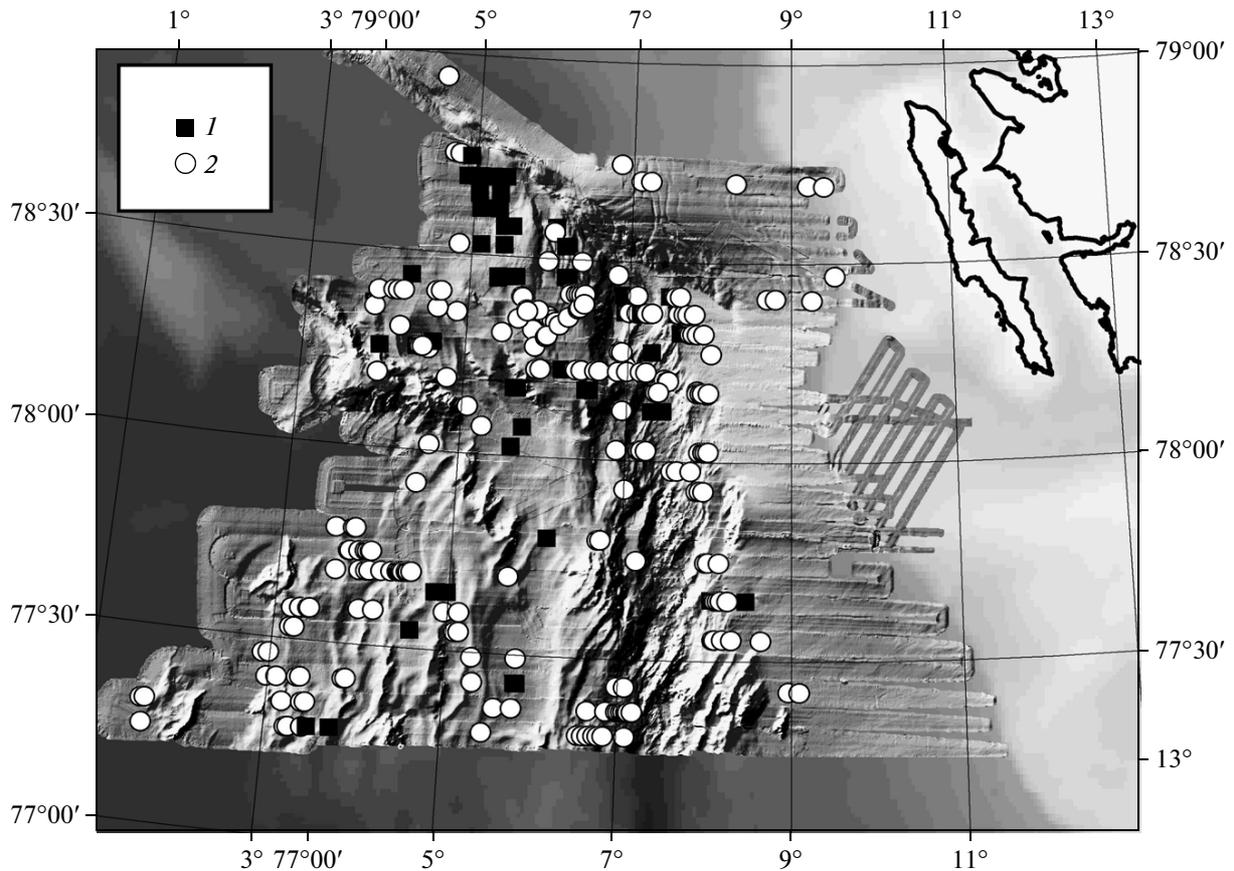


Рис. 11. Распределение взбросов (1) и сбросов (2) верхней части разреза северного сегмента хребта Книповича от 77°20' до 78°40' с.ш.

считать рифт хребта Книповича трещиной отрыва, расположенной под углом в  $\sim 45^\circ$  к магистральному направлению сдвига между сегментами срединно-океанического хребта от хребта Мона до Гаккеля и перпендикулярно напряжению растяжения. Это может объяснить преимущественную концентрацию сбросовых нарушений вдоль флангов хребта Книповича и взбросовых на угловом поднятии к югу от разлома Моллой.

### СИНТЕЗ

1. По данным аномального магнитного поля сегмент САХ по хребту Книповича формировался с олигоцена по нескольким (до 8) сегментам с нормальным направлением спрединга, разделенным мультитрансформной системой разломов. Такая обстановка при большом отношении длин эшелонированных офсетных зон к длинам рифтов, по всей видимости, была неустойчивой и естественным ее развитием явилось “спрямление” границы взаимодействия плит по трещине отрыва, пересекающей в сдвиговой зоне сформированный ранее океанический фундамент и представляющей современный хребет Книповича.

2. Структуры бортов хребта Книповича осложнены группами сбросо-взбросовых нарушений, а также тектоническими и эрозионными террасами (см. рис. 10 и 5). Эти явления (тектонические индикаторы), выявленные по данным высокочастотного профилографа, сгруппированы в области с характерным размером в первые десятки километров. Это показывает распределение напряжений в регионе по ячейкам, в которых и по границам которых проявлены закартированные нарушения, обрисовывающие соответствующие области. В данных условиях выявленные группы тектонических индикаторов представляют собой сложную суперпозицию зон сжатия и растяжения, которые формируются на структурированном спрединговом субстрате. Поскольку область расположена в зоне лавинной седиментации, то неотектонические движения легко устанавливаются по нарушениям верхней части осадочного чехла.

3. Картина напряжений сформирована сочетанием двух сдвиговых динамопар: вдоль правого сдвига вдоль трансформного разлома Моллой и, главным образом, вдоль правой сдвиговой зоны между разломом Хорнсун и флангами хребта Мона (см. рис. 3б), при которой собственно и фор-

мируется современная структура “хребта” Книповича как цепочка дуплексов растяжения в обстановке пулл-апарт. Развитие структуры хребта Книповича происходит по сформированному ранее спрединговому субстрату, имеющему ориентацию на  $\sim 45^\circ$ , отличающуюся от современного положения хребта.

4. Структура осадочного чехла вдоль бортов хребта Книповича показывает, что по бортам рифта находятся палеогеновые консолидированные осадки, опущенные по сбросам в рифтовую долину и имеющие акустическую стратификацию по данным сейсморазведки. Опробование осадочных пород драгированием показывает нахождение палеогеновых образцов *in situ*. Акустически прозрачные осадочные тела, свойственные лавинному накоплению обнаружены на западном фланге хребта далеко от рифтовой долины при отсутствии неконсолидированного осадочного заполнения самой долины. Возраст рифтогенеза, вероятнее всего, четвертичный, и в процессе его инициации происходил разрыв всех океанических слоев, включая осадочный.

5. Общая длина сдвиговой зоны между осями спрединговых центров Гаккеля и Мона составляет около 1130 км. Единственным “не прямым” участком в ней является сегмент около разломов Моллой и Шпицберген. Логика эволюции такова, что он, по всей видимости, также будет спрямлен, а в сдвиговой зоне появится единый магистральный разрыв, субперпендикулярный главным спрединговым центрам Мона и Гаккеля. Данная зона по своему масштабу и динамике плит относительно явных спрединговых центров большой протяженности аналогична разлому Романш в центральной Атлантике, являющемуся главным разделителем сегментов в развивающейся Атлантико-Арктической системе океанов.

Авторы благодарят экипаж НИС “Академик Николай Страхов” за самоотверженную работу в тяжелых условиях северных широт, без которой успешный сбор данных по региону был бы невозможен.

Работа выполнена при поддержке Программ Президиума № 4 “Оценка и пути снижения негативных последствий экстремальных природных явлений и техногенных катастроф, включая проблемы ускоренного развития атомной энергетики” и № 23 “Фундаментальные проблемы океанологии: геология, физика, биология, экология” и научной школы НШ\_7091.2010.5, НШ\_5177.2012.5.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бондаренко П.М., Лучицкий И.В. Сдвиги и зоны скалывания в тектонических полях напряжений // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 159–182.
2. Бугрова Э.М., Гусев Е.А., Тверская Л.А. Олигоценые породы хребта Книповича // Геология морей и океанов. Тезисы докладов XIV Международной школы морской геологии. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 28–29.
3. Верба В.В., Аветисов Г.П., Шолло Л.Е., Степанова Т.В. Геодинамика и магнетизм базальтов подводного хребта Книповича (Норвежско-Гренландский бассейн) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 4. С. 3–13.
4. Гусев Е.А., Шкарубо С.И. Аномальное строение хребта Книповича // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 3. № 2. С. 165–182.
5. Зайончек А.В., Брекке Х., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Добролюбова К.О., Ефимов В.Н., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Кохан А.В., Мороз Е.А., Пейве А.А., Чамов Н.П., Ямпольский К.П. Строение зоны перехода континент–океан северо-западного обрамления Баренцева моря (по данным 24, 25 и 26 рейсов НИС “Академик Николай Страхов”, 2006–2009 гг.) // Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 111–157.
6. Кирмасов А.Б. Основы структурного анализа. М.: Научный мир, 2011. 368 с.
7. Кохан А. В., Дубинин Е. П., Грохольский А. Л., Абрамова А. С. Кинематика и особенности морфоструктурной сегментации хребта Книповича // Океанология. 2012. Т. 52. № 5. С. 744–756.
8. Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с.
9. Пейве А.А., Чамов Н.П. Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 38–57.
10. Радионова Э.П., Александрова Г.Н., Былинская М.Е., Ступин С.И. Палеонтологические результаты драгирования северной части хр. Книповича и впадины Моллой (24 рейс НИС “Академик Н. Страхов”) // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. М.: ГЕОС, 2009. С. 88–93.
11. Соколов С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // Докл. РАН. 2011. Т. 437. № 3. С. 378–383.
12. Суцевская Н.М., Пейве А.А., Беляцкий Б.В. Условия формирования слабо обогащенных толеитов в северной части хребта Книповича // Геохимия. 2010. № 4. С. 1–18.
13. Тевелев А.В. Сдвиговая тектоника. М.: Изд. МГУ, 2005. 254 с.
14. Удинцев Г.Б. Норвежско-гренландский бассейн: рифтогенез и океанизация // Доклады XXVII Международного Геологического Конгресса. Москва. 1984. Т. 4. Геология Арктики. С. 1–9.
15. Харин Г.С., Ерошенко Д. В. Особенности магматизма и тектоники хребта Книповича // Океанология. 2013. Т. 53. № 3. С. 395–407.
16. Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Костылева В.В., Ефимов В.Н., Пейве А.А., Александрова Г.Н., Былинская М.Е., Радионова Э.П., Ступин С.И. Строение и

- состав осадочного чехла района рифта Книповича и впадины Моллой (Норвежско-Гренландский бассейн) // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 6. С. 594–619.
17. Шупилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
  18. Ямпольский К.П., Соколов С.Ю. Осадочный чехол и аномалии Буге в северной части хребта Книповича // Докл. РАН. 2012. Т. 442. № 4. С. 531–535.
  19. Crane K., Doss S., Vogt P., Sundvor E., Cherkashov I.P., Devorah J. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, sedimentation and evolution of the Knipovich Ridge // Marine Geophysical Researches. 2001. Vol. 22. P. 153–205.
  20. Engen O., Faleide J.I., Dyreng T.K. Opening of the Fram Strait gateway: a review of plate tectonic constraints // Tectonophysics. 2008. Vol. 450. P. 51–69.
  21. Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T. et al. // Norwegian J. Geol. 2002. Vol. 82. P. 281–298.
  22. Olesen O.G., Gellein J., Habrekke H. et al. Magnetic Anomaly Map, Norway and adjacent ocean areas, Scale 1 : 3 million. Geological Survey of Norway, 1997.
  23. Vogt P.R. Geophysical and geochemical signatures and plate tectonics // Hurdle B.G. (ed.). The Nordic Seas. New York, NY: Springer-Verlag, 1986. P. 413–662.

Рецензенты: Ю.Н. Разницын, Э.В. Шупилов

## Recent Tectonics in the Northern Part of the Knipovich Ridge, Atlantic Ocean

S. Yu. Sokolov, A. S. Abramova, Yu. A. Zarskaya, A. O. Mazarovich, and K. O. Dobrolyubova

*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: sysokolov@yandex.ru*

Received July 16, 2013

**Abstract**—The walls of the Knipovich Ridge are complicated by normal and reverse faults revealed by a high-frequency profilograph. The map of their spatial distribution shows that the faults are grouped into domains a few tens of kilometers in size and are a result of superposition of several inequivalent geodynamic factors: the shear zone oriented parallel to the Hornsunn Fault and superposed on the typical dynamics of the mid-ocean ridge with offsets along transform fracture zones and rifting along short segments of the Mid-Atlantic Ridge (MAR). According to the anomalous magnetic field, the Knipovich Ridge as a segment of the MAR has formed since the Oligocene including several segments with normal direction of spreading separated by a multitransform system of fracture zones. In the Quaternary, the boundary of plate interaction along the tension crack has been straightened to form the contemporary Knipovich Ridge, which crosses the previously existing magmatic spreading substrate and sedimentary cover at an angle of about 45° relative to the direction of accretion. The sedimentary cover along the walls of the Knipovich is Paleogene in age and has subsided into the rift valley to a depth of 500–1000 m along the normal faults.

**Keywords:** faults, sedimentary cover, seismic section, Knipovich Ridge