УДК 551.24

ОСОБЕННОСТИ СЕГМЕНТАЦИИ И СЕЙСМИЧНОСТИ УЛЬТРАМЕДЛЕННЫХ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ КНИПОВИЧА И ГАККЕЛЯ

© 2017 г. Ю. А. Зарайская

Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., д. 7 e-mail: geozar@yandex.ru Поступила в редакцию 06.06.2016 г.

Проведен комплексный анализ детальных батиметрических данных, полученных в 24–27 рейсах НИС "Академик Николай Страхов" на хребте Книповича. Выявлены различия магматической активности вдоль оси, дополняющие имеющиеся представления о сегментации хребта [7, 19, 33]. Получены статистические данные о проявлении сейсмической активности в условиях ультрамедленного косого растяжения. По результатам анализа сейсмических данных приведены основания для определения принадлежности хребта Книповича к структурам с промежуточной геодинамикой, проявляющей свойства спредингового хребта и трансформного разлома. Проведено сравнение магматических и амагматических сегментов арктических ультрамедленных срединно-океанических хребтов Книповича и Гаккеля.

Ключевые слова: сегментация ультрамедленных срединно-океанических хребтов, хребет Книповича, мантийные аномалии Буге, цифровая модель рельефа, геодинамика, сейсмичность **DOI:** 10.7868/S0016853X1701009X

ВВЕДЕНИЕ

Хребет Книповича располагается в северной части Норвежско-Гренландского бассейна. Он протягивается на 500 км от хребта Мона на юге до трансформного разлома Моллой на севере. Скорость формирования океанической коры на хребте Книповича по оценке П.Р. Вогта и других [38] составляет в среднем 1.4 см/год. Он является звеном срединно-океанических хребтов с ультрамедленной скоростью спрединга. Ось хребта смещена на восток относительно центра Гренландского бассейна. Близость к шпицбергенскому континентальному склону и высокая скорость накопления осадков определяет особенности его морфологии – наличие хорошо выраженной рифтовой долины с редкими невысокими поднятиями на восточном фланге и серией понятий на западном фланге. В пределах рифтовой долины выделяются магматические и амагматические сегменты. Первые представляют собой вулканические хребты, ориентированные перпендикулярно направлению растяжения [18, 19, 33]. За счет повышенной магматической активности здесь формируется кора, состоящая из трех слоев общей мощностью до 5.7-7.1 км [26, 29]. Амагматические сегменты выражены в виде глубоких впадин на дне рифтовой долины, расположенных параллельно ее оси [18, 19, 33]. Здесь мощность

коры уменьшается до 4.5 км за счет редуцированного третьего слоя [26]. Породы базальтового слоя амагматической коры представлены габбро и серпентинизированными породами верхней мантии [29]. Распространение микросейсмичности до глубин 20–25 км, зарегистрированной донными станциями, показывает распространение под амагматическими сегментами хребта Книповича мощной непрогретой литосферы, в которой происходят хрупкие деформации [26, 35]. По данным сейсмической стратиграфии в южной части хребта наблюдается асимметричное наращивание океанической коры с редуцированным развитием восточного фланга [17].

Расположение хребта Книповича практически под прямым углом относительно окружающих его центров спрединга хребта Мона на юге и хребта Гаккеля на севере ставит вопрос о его геодинамической природе. С одной стороны, хребет формируется при влиянии сдвиговой составляющей, однако особенности рельефа осевой части хребта указывают на раздвиговую природу рельефообразования. Привлечение сейсмологических данных к решению данной задачи дает дополнительную характеристику геодинамической природы хребта. Вариации рельефа дна рифтовой долины срединно-океанических хребтов и структура геофизических аномалий отражают глубинные процессы, происходящие в коре и верхней мантии.



Рис. 1. Обзорная карта района исследований. Черным прямоугольником отмечен район работ на хребте Книповича, проведенных на НИС "Академик Николай Страхов" в 24, 25, 26 и 27 рейсах. Батиметрическая основа IBCAO 3.0 [25]. Сокращения: ШЗР – Шпицбергенская зона разлома, ХМ – хребет Моллой, ЗРМ – зона разлома Моллой

Комплексный подход к анализу геолого-геофизических, батиметрических и сейсмологических данных позволяет выявить особенности сегментации хребтов, формирующихся в условиях ультрамедленного спрединга.

В 2006–2010 гг. в течение 24, 25, 26 и 27 рейсов НИС "Академик николай страхов" Геологического института РАН [5, 6] совместно с Норвежским Нефтяным Директоратом были проведены комплексные геолого-геофизические исследования хребта Книповича, где в том числе был использован метод детального батиметрического картирования для изучения рельефа северного и южного окончаний хребта Книповича и дна рифтовой долины на всем ее протяжении (рис. 1).

Некоторые результаты анализа полученных в ходе 24-27 рейсов НИС "Академик Николай Страхов" геолого-геофизических данных были опубликованы ранее [5-8, 10-13, 16]. В ходе этих исследований было установлено, что на раннем этапе раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна 30-33 млн лет назад спрединг происходил по системе сегментов, разделенных трансформными смешениями, которые были ориентированы под небольшим углом к направлению растяжения [11, 12, 16]. Анализ положения современоси хребта относительно ориентации ной магнитных аномалий совместно с анализом данных о строении осадочного чехла, полученных путем непрерывного сейсмического профилирования, показывают, что формирование современной оси хребта произошло в четвертичное время [11]. На современном этапе развития хребет существует в условиях суперпозиции нескольких геодинамических факторов, испытывая влияние сдвиговой зоны, наложенной на динамику спредингового хребта [12]. По данным непрерывного сейсмического и высокочастотного профилирования осадочного чехла и детального батиметрического картирования в северной части хребта были выделены две главные системы нарушений ССЗ и ССВ простирания, где ориентация ССВ системы тектонических нарушений соответствует ориентации линий магнитных аномалий [13]. В результате анализа морфологии, кинематики спрединга и экспериментального моделирования были выявлены различия формирования северной и южной части хребта [7]. Проведенный в рамках данной работы анализ батиметрических и сейсмических данных дополняет полученные ранее результаты.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Данные многолучевого эхолотирования

Во время экспедиций в 24–27-ом рейсах НИС "Академик Николай Страхов" сбор данных о рельефе дна производился при помощи гидроакустической системы. Она включала в себя глубоководный многолучевой эхолот RESON SeaBat 8150 (Дания), который после 24-го рейса был модифицирован до версии 7150, а также GPS антенну, сенсор движения судна OCTANS, датчики скорости звука у антенн эхолота (SVP-70) и в водной толще (SVP-30).

Эхолот имеет частоту гидроакустического сигнала 12 кГц и генерирует 234 луча шириной 2° × 2° с суммарным углом обзора — 150°. Ширина полосы съемки составила 5000-8000 м в зависимости от глубины. Для получения сплошного покрытия расстояние между галсами варьировалось от 4 до 7 км в соответствии с шириной полосы съемки. WGS84 был использован в качестве горизонтального датума. За вертикальный датум был принят средний уровень океана. Полученные батиметрические данные были обработаны на борту судна в программном пакете PDS2000. В результате была получена цифровая модель рельефа (ЦМР), построенная на регулярной сетке с ячейкой 100 × × 100 м. Визуализация и дальнейший анализ рельефа производился в программных пакетах Surfer и ArcGIS. Для анализа рельефа были получены основные морфометрические параметры: характерные глубины, расстояния, углы наклона склонов, превышения относительно глубины окружаюшего дна и т.п.

Сейсмические данные

Были проанализированы данные по землетрясениям, зафиксированным в районе хребта Книповича магнитудой Mb > 3 за период с 1978 по 2012 годы включительно из каталога Advanced National Seismic System (Усовершенствованная национальная сейсмологическая система, США) [40].

При ширине дна рифтовой долины до 15-20 км погрешность в определении координат эпицентра не должна превышать 15 км. При условии, что в исходном каталоге одному землетрясению соответствует одна запись, для достижения необходимой точности можно использовать события с магнитудой Mb > 4.0, зарегистрированные не менее 12-ю станциями [21]. Данные в исходном каталоге фильтруются, чтобы избежать дублирования событий [40]. Однако для зоны СОХ более слабые события также представляют интерес, они составляют около 8.5% регистрируемых землетрясений. Эти данные были включены в анализ с учетом того, что погрешность в определении координат может достигать 50 км. Такая точность позволяет отнести то или иное событие к определенному сегменту рифтовой долины.

В каталоге наиболее широко используется магнитуда объемных волн (*Mb*). События с другими магнитудами до 2000-х годов встречаются единично, наиболее широко они стали использоваться только в последнее десятилетие. Пересчет магнитуд в данной работе не производился, использовались только данные с магнитудой объемных волн. Конечная выборка имеет пропуски, как по диапазону магнитуд, так и по пространственному распределению событий, что учитывалось автором при последующем анализе и построении теоретических выводов.

Для описания характера сейсмической активности тектонических структур традиционно используется закон повторяемости Гутенберга— Рихтера [24]. В общем виде закон представлен выражением:

$$\lg N_m = a - bM,$$

где N_m количество землетрясений с магнитудой M и выше в единицу времени, a и b — постоянные.

Визуальный анализ приуроченности сейсмических событий к выявленным при морфологическом анализе сегментам был произведен в программной среде ArcGIS.

РЕЛЬЕФ ХРЕБТА КНИПОВИЧА ПО ДАННЫМ 24–27 РЕЙСОВ НИС "АКАДЕМИК НИКОЛАЙ СТРАХОВ"

Хребет Книповича выражен в рельефе глубокой осевой рифтовой долиной и четырьмя грядами рифтовых гор западного фланга, протягивающихся параллеьно оси хребта (рис. 2). Восточный борт хребта погребен под осадками континентального склона. Здесь располагаются отдельные поднятия, маркирующие положение наиболее высоких пиков зоны рифтовых гор.

В структуре аномалий магнитного поля современная ось хребта Книповича практически не выражена [31], кроме осевой отрицательной аномалии северного сегмента. Это может объясняться двумя обстоятельствами. Либо современная ось спрединга формировалась в направлении с севера на юг, либо только магматическая активность в северной части достаточна для образования выраженной магнитной аномалии [12].

Рифтовая долина хребта Книповича имеет субмеридиональное простирание. Поперечный профиль рифтовой долины V-образный. Борта осложнены террасовидными уступами. Сбросы нарушают фундамент и весь перекрывающий его осадочный чехол, что указывает на молодой возраст дислокаций растяжения. Ширина рифтовой долины на севере хребта достигает 30-40 км, а в центральной и южной частях сужается до 20 км. Детальное картирование показало наличие на дне рифтовой долины протяженных ромбовидных впадин с глубинами до 3400 м, разделенных пятью косо ориентированными поднятиями с вершинами на глубинах от 2800 до 3000 м [5, 7, 10, 11]. Поднятия осложнены вулканическими постройками центрального типа, хорошо дешифрируемыми по детальным батиметрическим данным, полученным в рейсах НИС "Академик Николай



Рис. 2. Магматические (М) и амагматические (А) сегменты хребта Книповича [19]. Батиметрическая основа IBCAO 3.0 [25] и батиметрические данные 24–27 рейсов НИС "Академик Николай Страхов". *1* – магнитуда 3.0–4.0; *2* – магнитуда 4.1–5.0; *3* – магнитуда 5.1–6.0; короткие черные линии отмечают границы сегментов, длинная черная линия – ось рифтовой долины хребта

Страхов". Характер отражения акустического сигнала от дна, полученный гидролокатором бокового обзора (ГБО) [36], указывает на то, что поднятия являются молодыми вулканическими постройками. В пределах впадин вулканизм практически отсутствует [10, 14, 36]. В соответствии с этими особенностями рельефа в пределах хребта Книповича используется следующий принцип сегментации: вулканически активные поднятия в пределах рифтовой долины определяются как магматические сегменты, а разделяющие их впадины, где преобладают тектонические процессы, относятся к амагматическим сегментам. В пределах рифтовой долины хребта Книповича выделяется по шесть сегментов каждого вида (см. рис. 2) [19, 33].

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ХРЕБТА КНИПОВИЧА

Характерные особенности сейсмической активности на хребте Книповича были выделены на основании анализа землетрясений, зарегистрированных на всем протяжении срединно-океанических хребтов от хребта Рейкъянес до хребта Гаккеля. Анализ проводился для каждой структуры отдельно. Сравнение позволило выделить отличительные черты сейсмической активности арктических срединно-океанических хребтов.

В районе хребта Книповича происходят сейсмические события в диапазоне магнитуд 3.6–5.7. Согласно анализу землетрясений, содержащихся в каталоге ANSS [40], на хребте Книповича зарегистрировано событие с магнитудой Mb = 5.7, которое является самым сильным в пределах ультрамедленных СОХ Северной Атлантики и Арктики. Это землетрясение и два менее сильных землетрясений Mb = 5.0 и Mb = 5.3 были зарегистрированы в центральной части хребта Книповича в районе 76° с.ш. Землетрясения с такой магнитудой характерны для деформаций хрупких холодных блоков океанической коры, таких как зоны трансформных разломов [1]. На хребте Книповича подобные структуры отсутствуют, однако южнее установленных эпицентров происходит изменение простирания оси рифтовой долины. Другие сильные землетрясения (Mb = 5.0-5.5) приурочены к зонам сочленения хребта Книповича с хребтом Мона и трансформным разломом Моллой.

Наблюдается общее смещение сейсмической активности к восточному борту хребта (рис. 2). Отдельные землетрясения регистрируются на Шпицбергенском континентальном склоне. Они могут быть вызваны вертикальными смещениями, возникающими в коре при быстром накоплении осадков [35].

На пространственно-временном графике (рис. 3) видно, что в пределах магматических сегментов происходит больше землетрясений, чем в пределах амагматических. Ранее было установлено, что основным механизмом образования разломов в пределах магматических центров хребта Книповича является внедрение даек [19]. Этот процесс сопровождается повышенной фоновой сейсмичностью с магнитудами 4.2-4.7 [1]. Землетрясения с наибольшей магнитудой зарегистрированы в пределах амагматических сегментов 4А и 6А. Практически не происходит землетрясений в районе сегмента 1А и в области наиболее протяженного сегмента 5А. По данным [19] в пределах амагматических сегментов развиваются небольшие по протяженности редкие тектонические нарушения.

В ходе рейса ARK-XXIV/3 2009 года на НИС "Поларштерн" с помощью донных сейсмометров были получены данные о микросейсмичности сегментов 3А, 3М и 4А за двухдневный период [26, 35]. Они показывают, что активность сфокусирована в днище рифтовой долины, а глубина гипоцентров постепенно уменьшается с 20– 25 до 5–10 км в сторону сегмента 3М. При мощности коры до 4 км [26, 34] очаги землетрясений с магнитудой Mb < 2 регистрируются достаточно глубоко в верхней мантии. Очаги распределяются куполообразно с вершиной под сегментом 3М, что отражает термическую структуру литосферы [35], которая под амагматическими сегментами представляет мощную непрогретую толщу.

Большинство решений фокальных механизмов землетрясений на протяжении хребта Книповича представляют собой сбросы, что согласуется с современными представлениями о геодинамике СОХ. Простирания поверхностей сместителей ориентированы по азимуту 30°, т.е. под углом к простиранию оси хребта и субпараллельно простиранию вулканических поднятий и разломов. Однако определяются редкие события с механизмами сжатия (в северной части западного фланга) и сдвига (в районе 76° с.ш.). Анализ данных высокочастотного профилографа, полученных в 24-27 рейсах НИС "Академик Николай Страхов". показал наличие структур сжатия в северной части западного фланга хребта при приближении к трансформного разлому Моллой [12]. Наличие разнонаправленных механизмов говорят о сложной геодинамической обстановке.

Отличия сейсмической активности в зонах трансформных разломов и зонах спрединга можно показать с помощью отношения Гутенберга-Рихтера [24] ($\lg N = a - bM$). Было установлено, что это отношение имеет высокое значение коэффициента *b* для зон спрединга [23]. Большое количество эндогенных процессов, характерных для данной геодинамической обстановки, такие

71



Рис. 3. Пространственно-временной график распределения сейсмической активности вдоль рифтовой долины хребта Книповича.

I – магнитуда 3.0–4.0; *2* – магнитуда 4.1–5.0; *3* – магнитуда 5.1–6.0; *4* – локальные магматические сегменты; *5* – граница северного и южного сегментов; *6* – сгущения землетрясений на дне рифтовой долины в амагматических сегментах

как внедрение даек и изостатическое поднятие бортов рифтовой долины, сопровождаются частыми землетрясениями с низкой магнитудой [39]. В областях развития трансформных разломов происходит понижение значения коэффициента b [1], так как при формировании протяженных разрывных нарушений в мощном хрупком слое плохо прогретой коры увеличивается доля сильных землетрясений.

Каталоги землетрясений, зарегистрированных мировой сетью станций, имеют значительные пропуски событий с магнитудой *Mb* < 4.4, что позволяет получить линейные тренды повторяемости землетрясений только для более сильных событий. Согласно полученным нами данным о повторяемости землетрясений (рис. 4), наименьшие значения *b* установлены для трансформных разломов Моллой (b = 1.39) и Шпицбергенский (b = 1.09), где разрядка напряжений в коре происходит за счет сильных землетрясений. Полученные нами значения для этих зон трансформных разломов хорошо согласуются с результатами О. Энгена с коллегами [21]. Для спрединговых участков коэффициенты b увеличиваются. Так, хребет Мона (b = 2.08), хребет Гаккеля (b = 2.33), трог Лена (b = 2.32) и хребет Моллой (b = 2.18) имеют значения b больше 2, т.е. разрядка тектонических напряжений происходит преимущественно за счет частых слабых событий. При этом хребет Книповича имеет коэффициент b = 1.63, здесь на фоне большого количества слабых событий спрединговой зоны происходят редкие сильные землетрясения, характерные для зон трансформных разломов.

Дополнительно нами были получены значения коэффициента b для других участков Срединно-Атлантического хребта. Отношение Гутенберга-Рихтера для трансформного разлома Романш (Центральная Атлантлантика) составило b = 1.06, а трансформного разлома Эндрю-Бейн (Индийский океан) b = 1.01. Также был посчитан коэффициент для ультрамедленного спредингового хребта Кольбенсей (b = 2.77), расположенного к северу от о. Исландия. Примером ультрамедленного центра "косого" спрединга является хребет Рейкъянес, расположенный к югу от о. Исландия. Он существует в условиях влияния исландского мантийного плюма, т.е. в условиях повышенной магматической активности. Коэффициент b в северной части хребта, наиболее подверженной влиянию плюма, составил b = 2.25, а в южной части b = 2.14. Как видно из полученных нами данных трог Лена и северная часть хребта Рейкъянес имеет схожие коэффициенты, однако хребет Рейкъянес формируется над хорошо прогретой мантией, тогда как трог Лена является амагматическим сегментом. Характер сейсмичности в пределах этих структур сильно отличается, на хребте Рейкъянес зарегистрированы землетрясения с более высокими магнитудами (Mb = 3.7-5.4) и общее количество событий составляет 632. тогла как в районе трога Лена диапазон смещен в сторону слабых событий (Mb = 3.3-5) и за весь период наблюдений было зафиксировано 71 событие. Одинаковый угол наклона графика повторяемости объясняется сходством относительного соотношения количества слабых событий к сильным.

Таким образом, хребет Книповича имеет аномальное значение коэффициента *b*, отличное от



Рис. 4. Графики повторяемости землетрясений ультрамедленных срединно-океанических хребтов и трансформных разломов Северной Атлантики и Арктики и трансформного разлома Романш (Центральная Атлантика). І – отношения Гутенберга–Рихтера; ІІ – графики повторяемости землетрясений; ІІІ – аппроксимирующие тренды для: *1* – хребет Книповича, *2* – хребет Мона, *3* – хребет Гаккеля, *4* – трог Лена, *5* – хребет Моллой, *6* – Шпицбергенский трансформный разлом Романш разлом Романш, *9* – хребет Колбенсей, *10* – северная часть хребта Рейкъянес, *11* – южная часть хребта Рейкъянес

значений, полученных для спрединговых структур Арктического и Северо-Атлантического регионов. Повышенная доля землетрясений с низкой магнитудой при наличии сильных событий указывает на гетерогенность факторов возникновения сейсмической активности. Вклад сдвиговой компоненты скорости в кинематику хребта и термическая структура литосферы молодого спрединга, находящегося в процессе формирования, осложняют характер сейсмической активности района. Хребет Книповича представляет собой структуру, которая по характеристикам сейсмической активности сочетает признаки как спрединговой системы, так и трансформного разлома. Предположение о переходной геодинамике хребта Книповича высказывались и ранее на основании анализа сейсмических профилей и структурных особенностей хребта [7, 10, 12, 15].

СЕГМЕНТАЦИЯ ХРЕБТА КНИПОВИЧА

Арктические спрединговые хребты развиваются в условиях ультрамедленного растяжения при низкой температуре верхней мантии [32]. Ранее было установлено, что рельефообразование и развитие структур при таких условиях зависят от геодинамической обстановки, кинематики спрединга, изменений температуры мантии, толщины коры и литосферы [8]. Перечисленные параметры контролируют масштаб и выраженность крупных магматических и амагматических сегментов. Сопоставление данных о характере осевого рельефа, положении вулканических хребтов и построек центрального типа с данными о структуре аномалий Буге и сейсмической активности позволяет проследить взаимосвязь между плотностными неоднородностями верхней мантии и структурообразованием в рифтовой зоне спрединговых хребтов.

Как уже было сказано, в пределах хребта Книповича выделяются локальные магматические и амагматические сегменты (см. рис. 2). Данные сегменты были выделены К. Окино с коллегами [33] на основании данных батиметрии, локатора бокового обзора и гравитационных аномалий в редукции Буге.

Смысл локальных минимумов гравитационных аномалий в редукции Буге в осевой части медленных спрединговых хребтов состоит в выражении плотностных минимумов в коре, обычно ассоциируемых с магматизмом повышенной

продуктивности [3]. В рельефе при этом формируется общее повышение уровня дна рифтовой долины со специфической морфологией, осложненное вулканическими постройками, увеличивается мощность базальтового слоя и повышается сейсмический фон.

Приведенный в работе [33] вариант сегментации обладает рядом особенностей. Соответствие минимумов аномалий Буге и максимумов рельефа существует от северного окончания хребта Книповича приблизительно до его средней части (~76°). Южнее ситуация меняется. Здесь максимумам рельефа не соответствуют выраженные минимумы аномалий Буге, либо они имеют амплитуду на уровне фона, что говорит об отсутствии магматического разуплотнения. Возможным механизмом формирования поднятий может быть подъем бортов хребта в "сухих" условиях за счет изостатического выравнивания в зоне с компонентой растяжения [9]. В районе 75° с.ш. зафиксирован минимум Буге, которому не соответствует положительная форма рельефа. Таким образом, интерпретация магматических и амагматических сегментов [33] не является однородной.

Расчет мантийных гравитационных аномалий в редукции Буге, использованный в работах [19, 33] для выделения сегментов хребта Книповича, проведен по методике Б. Куо и Д. Форсайт [30]. Одна из ее особенностей заключается в том, что для редукции плотностных неоднородностей верхней части разреза литосферы используется предположение о равномерной мощности коры в рифтовой долине и на флангах (6000 м). Выбранное значение может привести к существенным ошибкам при расчетах для ультрамедленных спрединговых хребтов с низкой продуктивностью магматизма, где по данным глубинного сейсмического зондирования мощность коры составляет 2–4 км [26– 29, 34].

На рис. 5 представлена корреляция, составленная автором, где использованы: гравитационные аномалии в редукции Буге, рассчитанные по классической методике А.Г. Гайнанова и В.Л. Пантелеева [2] по гравиметрическим данным Р. Форсберга и С. Кеньона [22]; осевой рельеф рифтовой долины и положение вулканических построек центрального типа (результаты экспедиционных работ НИС "Академик Николай Страхов"); типы базальтового магматизма [4]; метановые аномалии в водной толще [14]; положение эпицентров землетрясений вдоль оси хребта.

Аномалии Буге вдоль оси хребта Книповича имеют фоновый уровень около 210 мГал (рис. 5). Северная часть хребта, начиная с широты 75.7°– 75.8° приобретает серию минимумов на 10– 20 мГал ниже фонового значения, которые в целом соответствуют положительным формам рельефа. В этих местах наблюдаются поднятия на дне рифтовой долины, осложненные отдельными вулканическими постройками центрального типа. В случае сегментов 3М и отчасти 2М группа вулканических конусов смещена на север. Положение этих построек может быть объяснено нестабильностью магматического процесса на хребте Книповича, например, за счет миграции напряжений, создающих поднятия дна рифтовой долины к югу от магматических очагов. Разнообразие типов базальтового вулканизма вдоль северной части хребта Книповича говорит о том, что процесс поставки магматического материала здесь более развит [4].

В южной части хребта картина меняется. Здесь происходит изменение простирания оси с $0^{\circ}-7^{\circ}$ на $343^{\circ}-350^{\circ}$. Соответственно, уменьшается угол (α) между направлением простирания оси и направлением растяжения, которое в районе хребта Книповича составляет 307° [20]. Для южной части хребта Книповича угол α составляет 37° , т.е. в пределах данного сегмента преобладают сдвиговые движения.

Сегмент 5А не содержит минимумов аномалий Буге и положительных форм рельефа, таких как внутриосевые поднятия и вулканы, за исключением одного небольшого локального магматического центра в районе 75.4° с.ш. На широте 74.9° расположен максимум аномалии Буге, который совпадает с обнаруженным ранее [14] проявлением метана. Возможно, что данная аномалия связана с выходами ультраосновных пород, серпентинизация которых и привела к выделению газа. Сегмент 6А имеет повышенный средний фон аномалий Буге – 215 мГал, и спрединговый тип магматизма. В пределах магматического сегмента (5М) положительному рельефу не соответствует минимум Буге ниже фонового значения.

На основании различий в структуре аномального поля Буге в районе хребта Книповича можно выделить два крупных сегмента с границей по широте 75.7°-75.8°. Морфоструктурные отличия северной и южной части хребта Книповича отмечались и другими авторами [7]. Сегменты отличаются как интенсивностью магматической активности, так и особенностями кинематики спре-Внутри них существуют локальные линга. магматические и амагматические сегменты, установленные ранее [19, 33]. Различия в кинематике хребта отражаются в рельефе рифтовой зоны. В северном сегменте сформировались протяженные внутриосевые поднятия и относительно небольшие переуглубленные амагматические депрессии, тогда как в южной части значительные по протяженности амагматические сегменты разделены редкими вулканическими поднятиями. Таким образом, в пределах хребта Книповича можно выделить три уровня сегментации. Первый уровень включает всю протяженность хребта

74



Рис. 5. Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль оси хребта Книповича, составленная автором по данным: гравитационных аномалий в редукции Буге (нижний график) [30], рельефа дна (средний график) по данным батиметрических исследований 24–27 рейсов НИС "Академик Николай Страхов", сейсмической активности (верхний график), положения вдоль оси вулканических построек центрального типа по данным батиметрических исследований 24–27 рейсов НИС "Академик Николай Страхов", сейсмической активности (верхний график), положения вдоль оси вулканических построек центрального типа по данным батиметрических исследований 24–27 рейсов НИС "Академик Николай Страхов", типов базальтового магматизма [4] и метановых аномалий в водной толще [14]. Горизонтальная линия на профиле аномалий Буге – фоновое значение. М – магматические сегменты, А – амагматические сегменты.

I – сейсмическая активность: *1* – магнитуда 3.0–4.0, *2* – магнитуда 4.1–5.0, *3* – магнитуда 5.1–6.0, *4* – сгущения землетрясений на дне рифтовой долины в амагматических сегментах; II – вулканические постройки: *1* – конусы вулканов центрального типа, *2* – вулканические хребты; III – аномалии в водной толще: *1* – метановая аномалия; IV – типы базальтов: *1* – TOR-K, *2* – TOP-2 (N-MORB), *3* – TOP-1 (E-MORB), *4* – TOR-Na; V – сегментация: *1* – магматические сегменты, *2* – граница северного и южного сегментов

от сочленения с хребтом Мона до сочленения с трансформным разломом Моллой [7]. Второй уровень отмечает изменение соотношения компонент сдвига и растяжения и изменение магматической активности вдоль оси хребта, здесь выделяется северный и южный сегмент с границей в районе 75.7°-75.8° с.ш. Третий уровень представлен локальными магматическими и амагматическими центрами в пределах рифтовой долины хребта [19, 33].

МАГМАТИЧЕСКИЕ И АМАГМАТИЧЕСКИЕ СЕГМЕНТЫ ХРЕБТОВ ГАККЕЛЯ И КНИПОВИЧА

Сегментация хребта Гаккеля

Подобный уровень сегментации наблюдается и в пределах рифтовой долины арктического ультрамедленного срединно-океанического хребта Гаккеля [32]. Вдоль оси хребта выделяется три крупных сегмента — западный вулканический сегмент (3BC), центральный амагматический сегмент (ЦАМ) и восточный вулканический сегмент (BBC) (рис. 6). Их главное различие состоит в соотношении протяженности и количества локальных магматических и амагматических центров [32]. Мощность коры, образованной в районе хребта Гаккеля, варьируется в диапазоне 1.9— 3.3 км [27].

В районе ЗВС расположен глубокий минимум аномалии Буге масштаба сегмента, которому соответствует общее поднятие дна рифтовой долины до глубины 4000 м. Превышение вулканических хребтов над дном долины составляет 1000 м. В районе ЗВС наблюдается повышенный уровень сейсмической активности. Данный сегмент развивается в условиях ортогонального спрединга.

ВВС представляет собой наиболее протяженную часть хребта Гаккеля. Он протягивается на 450 км и, предположительно, продолжается до 94° в.д. Таким образом, общая протяженность сегмента может составлять 650-700 км. В пределах ВВС выделяется шесть локальных магматических центров (31°, 37°, 43°, 55°, 69°, 85° в.д.) [32]. Между 30° и 70° в.д. дно рифтовой долины опускается до 5000 м. Восточнее 45° в.д. магматическим центрам соответствуют локальные минимумы аномалий Буге, на 10–15 мГал ниже фонового значения. Западнее 40° в.д., в области магматических поднятий, регистрируется лишь незначительное понижение значений аномалий Буге. Между 40° и 45° в.д. располагается вулканический хребет, выраженный в поле аномалий Буге значительным минимумом (60 мГал). Восточнее 70° в.д. дно рифтовой долины поднимается до глубин 4000 м, амплитуда вулканических сооружений уменьшается. Уровень сейсмической активности ВВС в целом низкий. Однако здесь расположены вулканические постройки (85° в.д.), где в 1999 году было зафиксировано продолжительное извержение подводного вулкана. Оно сопровождалось значительной сейсмической активностью (252 землетрясений) [37]. Данный сегмент развивается в условиях косого спрединга.

ЦАС протягивается на 300 км между западным и восточным вулканическими сегментами. На всем его протяжении ширина рифтовой долины существенно превышает таковую в вулканических сегментах. Дно долины расположено на глубинах 5000—5250 м. На нем сформированы поднятия, ориентированные параллельно оси хребта. В районе 19° в.д. располагается единственный магматический центр, отмеченный в рельефе поднятием амплитуды до 1500 м. Также здесь на обоих флангах хребта располагается поднятие, ориентированное перпендикулярно оси. При этом значения мантийных аномалий Буге здесь находятся на уровне фона. В целом для сегмента характерны максимумы аномалий Буге. ЦАС развивается в условиях ортогонального спрединга. Мощность коры минимальна и не превышает 2 км [28]. Данные донного опробования показывают, что здесь преобладают серпентинизированные габбро, перидотиты и диабазы [32]. Область ЦАС, расположенная к запалу от вулканического полнятия. более сейсмически активна. чем восточная. Область ЦАС, расположенная к востоку от вулканического поднятия, практически асейсмична. Здесь происходит изменение направления оси рифтовой долины с 40° до 70° и ортогональный спрединг сменяется "косым". Подобная асейсмичность амагматического сегмента отмечается и на южном сегменте хребта Книповича.

В пределах всего рассматриваемого хребта Гаккеля магнитуда землетрясений не превышает Mb = 5.1, что значительно ниже, чем на хребте Книповича, диапазон магнитуд составляет 3.2– 5.1. Сейсмичность сконцентрирована на дне и бортах рифтовой долины. Коэффициенты *b* для ЗВС, ЦАС, ВВС составляют b = 2.54, b = 2.27, b == 2.00 соответственно.

Влияние геодинамического состояния коры и верхней мантии на рельеф хребтов Книповича и Гаккеля

Сегменты хребтов Книповича и Гаккеля формируются в различных кинематических обстановках при разных скоростях спрединга, что позволяет проанализировать влияние состояния коры и верхней мантии на формирование рельефа. В таблице приведены основные геолого-геофизические и кинематические параметры спрединга для крупных магматических и амагматических сегментов хребтов.

С падением скорости спрединга закономерно увеличивается глубина осевой части хребтов и уменьшается мощность коры. Относительные значения минимумов и максимумов гравитационных аномалий в редукции Буге в районах магматических сегментов не зависят от скорости спрединга. В пределах всех сегментов значения минимумов изменяются в диапазоне от 5 до 20 мГал, исключением является район 43° в.д., в пределах BBC (65 мГал). Относительные значения максимумов не превышают 20 мГал. Для амагматических сегментов также не прослеживается связь экстремумов значений аномалий Буге с изменением скорости спрединга. Минимумы варьируют



Рис. 6. Корреляция геолого-геофизических параметров вдоль оси хребта Гаккеля, составленная по данным: гравитационных аномалий в редукции Буге (нижний график) [30], рельефа дна (средний график) по данным IBCAO 3.0 [25], сейсмической активности (верхний график), положения вдоль оси вулканических построек центрального типа по данным IBCAO 3.0 [25]. Горизонтальная линия на профиле аномалий Буге – фоновое значение. ЗВС – западный вулканический сегмент, ЦАС – центральный амагматический сегмент, ВВС – восточный вулканический сегмент. I – сейсмическая активность: *1* – магнитуда 3.0–4.0, *2* – магнитуда 4.1–5.0, *3* – магнитуда 5.1–6.0; II – вулканические постройки: *1* – конусы вулканов центрального типа, *2* – вулканические хребты; III – сегментация: *1* – магматические сегменты, *2* – границы сегментов

в пределах от 1 до 8 мГал, максимумы — от 8 до 40 мГал. Рассмотренные магматические и амагматические сегменты формируются в различных кинематических условиях.

Сегменты, сформированные в условиях ортогонального спрединга, обладают более выраженным рельефом и геофизическими особенностями. ЗВС хребта Гаккеля отличается наиболее интенсивным магматизмом. ЦАС хребта Гаккеля, сформировавшийся в условиях ортогонального растяжения, имеет глубокую рифтовую долину при наименьшей мощности коры. Мощность коры в районе южного сегмента хребта Книповича уменьшается на 2 км, по сравнению с северным сегментом, но глубина дна впадин рифтовой долины остается неизменной.

ЗАРАЙСКАЯ

78

Геолого-геофизические и кинематические параметры для сегментов спрединговых хребтов Книповича и Гаккеля.

Параметр	КЮС	KCC	ЦАС	3BC	BBC
Средняя глубина впадин, м	3500	3500	5050	4200	4650
Средняя глубина вершин поднятий, м	2950	2800	3800	2950	3100
Относительные минимумы аномалий Буге, мГал [22]	2-8	5-20	1-8	20-60	5-65
Относительные максимумы аномалий Буге, мГал [22]	15-40	5-10	8-40	20	5-20
Мощность коры, км [26, 28, 29]	2.5 - 3.5	4.5-5.5	1.3-2.5	2.5 - 4.9	2.5 - 3.5
Скорость спрединга, см/год [20, 38]	1.5 - 1.7	1.5 - 1.7	1.27-1.35	1.35 - 1.5	0.8 - 0.9
Угол α [19, 20]	37	53	80	80	45

Примечания. КЮС – южный сегмент хребта Книповича; КСС – северный сегмент хребта Книповича; ЗВС – западный вулканических сегмент; ЦАС – центральный амагматический сегмент; ВВС – восточный вулканический сегмент. Жирным шрифтом выделены параметры амагматических сегментов. Максимумы и минимумы гравитационных аномалий в редукции Буге указаны относительно фоновых значений.

Ранее было отмечено, что характер микросейсмичесности, регистрируемой донными сейсмометрами отличается от картины, фиксируемой мировой сетью станций [35]. В пределах рифтовой долины количество событий с магнитудой *Mb* < 2 не зависит от магматической активности сегментов. В связи с чем, было высказано предположение, что очень слабые землетрясения сопровождают процессы тектонического и изостатического формирования сильно расчлененного рельефа ультрамедленных хребтов [35]. Повышенная сейсмичность *Mb* > 4 в районе магматических сегментов, регистрируемая мировой сетью станций, сопровождает процессы магматической активности и внедрения даек. Тогда как процесс формирования коротких редких разломов [19] в условиях "сухого" спрединга на маломощной коре сопровождается пониженной сейсмической активностью с магнитудой Mb > 4.

Сравнение коэффициента *b* для отдельных сегментов показывает, что для магматических сегментов они изменяются в широком диапазоне от 2 до 2.7, тогда как для амагматических сегментов коэффициент имеет значения около 2.3.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В районе 76° с.ш. происходит изменение простирания оси хребта, к югу направление оси составляет 0°-7°, а севернее 343° - 350° . Это изменение отражается в изменении процессов, формирующих рельеф. В пределах хребта Книповича наблюдаются два сегмента с различными свойствами. Южный амагматический сегмент сформировался при существенном влиянии правостороннего сдвига, тогда как на северный сегмент его влияние заметно меньше, а океаническая кора формируется при преобладании магматических условий.

Особенности кинематики и формирования хребта Книповича отражаются и в сейсмической активности хребта. Отношение Гутенберга–Рихтера – зависимость количества землетрясений от магнитуды показывает, что на хребте регистрируются события характерные, как для спрединговой структуры, так и трансформного разлома, т.е. здесь при повышенной фоновой сейсмической активности происходят отдельные сильные события.

Сравнение магматических и амагматических сегментов хребтов Книповича и Гаккеля позволило сделать следующие наблюдения:

 в пределах диапазона скоростей для ультрамедленных срединно-океанических хребтов (<2 см/год) при уменьшении скорости спрединга глубина дна рифтовой долины увеличивается и уменьшается мощность коры;

 – относительные значения максимумов и минимумов гравитационных аномалий в редукции Буге не зависят от скорости спрединга;

 наиболее выраженное уменьшение мощности коры и увеличение амплитуды рельефа формируется в условиях ортогонального спрединга;

— снижение сейсмической активности с магнитудой Mb > 4, регистрируемых мировой сетью станций, в пределах амагматических сегментов обусловлено тем, что в условиях ультра низкой скорости спрединга в "сухих" условиях на маломощной коре формируются отдельные непротяженные тектонические нарушения;

– коэффициенты повторяемости землетрясений Гутенберга—Рихтера для "холодного" спрединга амагматических сегментов имеет значение около 2.3, тогда как для сегментов с вулканической активностью он может изменяться в широком диапазоне от 2 до 2.7.

Благодарности. Автор благодарит экипаж НИС "Академик Николай Страхов", без которого успешный сбор данных был бы невозможен и сотрудников лаборатории геоморфологии и тектоники дна океанов ГИН РАН А.О. Мазаровича и С.Ю. Соколова за обсуждение и важные дополнения к работе.

Работа выполнена по государственной теме № 01201459183 "Оценка связи рельефа дна Атлантического и запада Северного Ледовитого океанов, деформация осадочного чехла, процессов дегазации и опасных геологических явлений с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии" и гранта РФФИ 15-05-05888 А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Болдырев С.А. Сейсмогеодинамика Срединно-Атлантического хребта. Москва: Национальный геофизический комитет РФ, 1998. 124 с.
- 2. Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л. Морская гравиразведка. М.: Недра, 1991. 214 с.
- 3. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Мелсон В.Г., О'Хирн Т. Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 6. С. 457–476.
- 4. Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Плечова А.А. Статистическая оценка вариаций состава и Р-Т условий эволюции базальтов срединно-океанических хребтов и их региональное распределение // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 227–247.
- 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.) / Гл. ред. Леонов Ю.Г. Строение и история развития литосферы. Вклад России в Международный Полярный Год 2007/08 // М.: Paulsen. 2010. Т. 4. С. 111–157.
- Зайончек А.В., Соколов С.Ю., Мазарович А.О., Ермаков А.В., Разумовский А.А., Ахмедзянов В.Р., Баранцев А.А., Журавко Н.С., Мороз Е.А., Сухих Е.А., Федоров М.М., Ямпольский К.П. Строение зоны перехода от хребта Ховгард к плато Шпицберген (по данным 27-ого рейса НИС "Академик Николай Страхов") // ДАН. 2011. Т. 439. № 4. С. 514–519.
- Кохан А.В., Дубинин Е.П., Грохольский А.Л., Абрамова А.С. Кинематика и особенности морфоструктурной сегментации хребта Книповича // Окенология. 2012. Т. 52. № 5. С. 744–756.
- 8. *Кохан А.В.* Тектоника и геодинамика ультрамедленных спрединговых хребтов. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2013. 27 с.
- 9. *Орленок В.В.* Основы геофизики. Калининград: Янтарный сказ, 2000. 446 с.
- 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.
- Соколов. С.Ю. Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // ДАН. 2011. Т. 437. № 3. С. 378–383.
- Соколов С.Ю., Абрамова А.С., Зарайская Ю.А., Мазарович А.О., Добролюбова К.О. Современная тектоническая обстановка северной части хребта Книповича, Атлантика // Геотектоника. 2014. № 3. С. 16–29. doi 10.7868/S0016853X14030060
- 13. Чамов Н.П., Соколов С.Ю., Костылева В.В., Ефимов В.Н., Пейве А.А., Александрова Г.Н., Былин-

ГЕОТЕКТОНИКА № 2 2017

ская 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.

- Черкашев Г.А., Тамаки К., Баранов Б.В., Герман К., Гусев Е.А., Егоров А.В., Жирнов Е.А., Крейн К., Куревиц Д., Окино К., Сато Х., Сущевская Н. Исследование рифтовой зоны хребта Книповича: экспедиция "Книпович-2000" // ДАН. 2001. Т. 378. № 4. С. 518–521.
- Шкарубо С.И. Особенности спрединга в северной части Норвежско-Гренландского бассейна / Ред. Аветисов Г.П., Поселов В.А. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона // СПб.: ВНИИОкеангеология. 1996. Вып. 1. С. 101–114.
- Ямпольский К.П., Соколов С.Ю. Осадочный чехол и аномалии Буге в северной части хребта Книповича // ДАН. 2012. Т. 442. № 4. С. 531–535.
- 17. *Bruvoll V., Breivik A.J., Mjelde R., Pedersen R.B.* Burial of the Mohns-Knipovich seafloor spreading ridge by the Bear Island Fan: Time constraints on tectonic evolution from seismic stratigraphy // Tectonics. 2009. Vol. 28. Issue 4. doi 10.1029/2008TC002396
- Crane K., Doss H., Vogt P. et al. The role of the Spitsbergen shear zone in determining morphology, segmentation and evolution of the Knipovich Ridge // Mar. Geophys. Res. 2001. Vol. 22. P. 153–205.
- Curewitz D., Okino K., Asada M. et al. Structural analysis of fault populations along the oblique, ultra–slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic Ocean, 74°30′–77°50′ N // J. Struct. Geol. 2010. Vol. 32. P. 727–740.
- 20. DeMets C., Gordon R., Argus D. Geologically current plate motions // Geophys. J. Int. 2010. Vol. 181. P. 1–80.
- Engen O., Eldholm O., Bungum H. The Arctic plate boundary // Journal of Geophysical Research. 2003. Vol. 108. № B2. doi 10.1029/2002JB001809
- 22. *Forsberg R., Kenyon S.* Gravity and geoid in the Arctic region the northern gap now filled / Proceedings of 2nd GOCE User Workshop (on CD-ROM) // ESA SP-569, ESA Publication Division, Noordwijk, The Netherlands, 2004.
- 23. *Francis T.J.G.* The detailed seismicity of mid-ocean ridges // Earth planet. sci. lett. 1968. Vol. 4. P. 39–46.
- 24. *Gutenberg B., Richter C.F.* Seismicity of the Earth and associated phenomena. New Jersey.: Princeton University Press, 1949. 273 p.
- Jakobsson M., Mayer L.A., Coakley B. et al. The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IB-CAO). Version 3.0 // Geophysical Research Letters. 2012. V. 39. doi 10.1029/2012GL052219
- 26. Jokat W., Kollofrath J., Geissler W.H., Jensen L. Crustal thickness and earthquake distribution south of the Logachev Seamount, Knipovich Ridge // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. № 8. doi 10.1029/2012GL051199
- Jokat W., Ritzmann O., Schmidt–Aursch M., Drachev S., Gauger S., Snow J. Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel midocean ridge // Nature. 2003. Vol. 423. P. 962–965.
- Jokat W., Schmidt-Aursch M. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. Intern. 2007. Vol. 168. P. 983–998.

- Kandilarov A., Mjelde R., Okino K., Murai Y. Crustal structure of the ultra-slow spreading Knipovich Ridge, North Atlantic, along a presumed amagmatic portion of oceanic crustal formation // Marine Geophysical Researches. 2008. Vol. 29. P. 109–134. doi 10.1007/ s11001-008-9050-0
- Kuo B.Y., Forsyth D.W. Gravity anomalies of the ridgetransform system in the South Atlantic between 31 and 34.5 S: Upwelling centers and variations in crustal thickness // Marine Geophysical Researches. 1988. Vol. 10. № 3–4. P. 205–232.
- Magnetic anomaly map, Norway and adjacent ocean areas. Scale 3 million / Olesen O., Gellein J., Håbrekke H. et al. Geological Survey of Norway, 1997.
- Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J. B. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean // Nature. 2003. Vol. 423(6943). P. 956–961. doi 10.1038/ nature01704
- Okino K., Curewitz D., Asada M. et al. Preliminary analysis of the Knipovich Ridge segmentation: influence of focused magmatism and ridge obliquity on an ultraslow spreading system // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 202. P. 275–288.
- 34. *Ritzmann O., Jokat W.* Crustal structure of northwestern Svalbard and the adjacent Yermak Plateau: evidence for Oligocene detachment tectonics and non-

volcanic breakup. // Geophys. J. Intern. 2003. V. 152. I. 1. P. 139–159. doi 10.1046/j.1365246X.2003.01836.x

- Schlindwein V., Demuth A., Korger, E. et al. Seismicity of the Arctic mid-ocean Ridge system // Polar Science. 2015. № 9. P. 146–157.
- 36. Seafloor atlas of the northern Norwegian-Greenland Basin / Crane K., Vogt P.R., Solheim A. (eds.) Norsk Polarinstitutt. Meddelelser, 1995. Vol. 137. 172 p.
- 37. *Tolstoy M., Bohnenstiehl D., Edwards M., Kurras G.* The seismic character of volcanic activity at the ultra-slow spreading Gakkel Ridge // Geology. 2001. Vol. 29. P. 1139–1142.
- Vogt P.R., Kovacs L.C., Bernero C., Srivastava S.P. Asymmetric geophysical signatures in the Greenland-Norwegian and Southern Labrador seas and the Eurasia basin // Tectonophysics. 1982. Vol. 89. P. 95–160.
- Wyss M. Towards a physical understanding of the earthquake frequency distribution // Geophys. J. R. astr. Soc. 1973. Vol. 31. P. 341–359.
- http://www.ncedc.org/anss/, ANSS Composite Earthquake Catalog. NCEDC (2014), Northern California Earthquake Data Center. UC Berkeley Seismological Laboratory. doi 10.7932/NCEDC. Дата обращения 16.10.2013.

Рецензент: А.А. Пейве

Segmentation and Seismicity of the Ultraslow Knipovich and Gakkel Mid-Ocean Ridges

Yu. A. Zaraiskaya

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia e-mail:geozar@yandex.ru Received June 6, 2016

Abstract—Comprehensive analysis of detailed bathymetric data obtained during legs 24–27 of the R/V *Aka-demik Nikolai Strakhov* has been carried out on the Knipovich Ridge. The revealed variations of magmatic activity along the axis supplement the available information on segmentation of this ridge [7, 19, 33]. The new statistical data characterize seismic activity under conditions of ultraslow oblique extension. As follows from the seismic data, the Knipovich Ridge belongs to structural units with intermediate geodynamics between the spreading ridge and transform fault. Magmatic and amagmatic segments of the Arctic ultraslow Knipovich and Gakkel mid-ocean ridges are compared.

Keywords: segmentation of ultraslow mid-ocean ridges, Knipovich Ridge, mantle Bouguer anomaly, digital topography model, geodynamics, seismicity